

Über die Wassermassentransformation im Europäischen Nordmeer

Prozess-Studien und Budgets

Dissertation

zur Erlangung des Doktorgrades
der Naturwissenschaften
im Department Geowissenschaften
der Universität Hamburg

vorgelegt von

Katrin Latarius

aus

Hamburg

Hamburg
2013

Als Dissertation angenommen vom Department Geowissenschaften
der Universität Hamburg aufgrund der Gutachten
von
Prof. Dr. Detlef Quadfasel
und
Prof. Dr. Jan Backhaus

Hamburg, den 28. Januar 2013

Prof. Dr. Jürgen Oßenbrügge
Leiter des Departments Geowissenschaften

Diese Arbeit ist meiner Mutter und meiner Freundin Nina gewidmet

Abstract

Within the Arctic Mediterranean the inflowing warm and saline Atlantic Waters are transformed into cold and relatively fresh, dense overflow waters, which flow back into the North Atlantic at depth. The major part of the transformation takes place in the ice-free areas of the Nordic Seas. This investigation examines the contribution of the deep basins in the Nordic Seas to the overall transformation.

Since 2001 hydrographic measurements with profiling floats were conducted in the Nordic Seas. This data set provides insight into the temporal development of the hydrography in the four deep basins (Norwegian Basin, Lofoten Basin, Greenland Sea and Icelandic Plateau). In the study on hand the data are used to describe the variability of the hydrography on seasonal and inter-annual to decadal time scales. In combination with sea surface flux data heat and freshwater budgets for the basins are established. Based on the budgets the relative importance of the deep basins for the water mass transformation is estimated.

Time series of temperature and salinity for the basins are dominated by the seasonal signal in the upper 500 to 750 m. Amplitudes are up to 2.5°C. A harmonic analysis is used to separate it from the signals on longer time scales. The detailed knowledge of the seasonal signal can be used for the analysis of longer-term variability on the basis of historical data. Without a seasonal correction there is a risk of misinterpretation due to aliasing, because data were mainly taken in the summer month.

With a maximum total length of the time series of 11 years the separation of inter-annual and decadal variability is mathematically not possible. However the temperature and salinity development in the Greenland Sea and the Norwegian Basin is interpreted in relation to the propagation of decadal to multi-decadal anomalies in the properties of the inflowing Atlantic water around the Nordic Seas, which was analyzed in other studies. Furthermore the time series from the Greenland Sea demonstrate the decay of the intermediate temperature maximum in the time span of float-observations and the inter-annual variability of the near-surface (0-50m) freshwater content, which in turn influences the convection depth in the following winter.

Heat and freshwater budgets give insight into the interplay of lateral exchange between the basins and the boundary currents, the sea-surface heat and freshwater fluxes and the development of heat and freshwater content inside the basins. The development inside the basins is derived from the float-observations. Surface fluxes are taken from a corrected NCEP data set. The data set was selected in a detailed examination as the most realistic one. The lateral exchange is given by the residuum of the two other components and is identified with the contribution of the basins to the total transformation.

The most striking result is that more heat is imported laterally into the basins below 50 m than the basins release back to the atmosphere, because they additionally release heat laterally in the near-surface layer. Furthermore the basins gain more freshwater laterally in the near-surface layer than from the atmosphere. That means the water mass transformation is underestimated when taking only surface fluxes into account.

The four basins contribute 17% to the total water mass transformation of the Arctic Mediterranean in terms of heat and 7% in terms of freshwater although they account for only 4% of the total area of the Arctic Mediterranean. Within the Nordic Seas the contribution from the eastern basins is most important. Increasing input of freshwater, caused by climate change, will foremost influence the transformation in the west. Therefore a future decrease, but no break-down, of the transformation seems realistic, which may result in a slow-down of the Atlantic Meridional Overturning Circulation.

In relation to examinations of the transformation in the whole Nordic Seas it becomes obvious, that the deep basins are particularly important. Although they account for only one fifth of the total area they contribute 40% to the total transformation in the Nordic Seas.

Zusammenfassung

Im Arktischen Mittelmeer werden die von Süden einströmenden warmen und salzreichen Atlantischen Wassermassen in kalte und salzärmere, dichte Overflow-Wassermassen transformiert, die in der Tiefe in den Nordatlantik zurückströmen. Ein Großteil der Transformation findet in den eisfreien Gebieten des Europäischen Nordmeers statt. In der vorliegenden Arbeit wird untersucht, welchen Anteil die tiefen Becken des Europäischen Nordmeers an der Gesamttransformation haben.

Seit 2001 werden im Europäischen Nordmeer Messungen zur Hydrographie mit profilierenden Argo-Floats durchgeführt. Der daraus entstandene Datensatz gibt Einblick in die zeitliche Entwicklung der Hydrographie der vier tiefen Becken (Norwegen-Becken, Lofoten-Becken, Grönlandsee und Island-Plateau). In der vorliegenden Arbeit wird der Datensatz dazu benutzt, die Entwicklung der Hydrographie in den tiefen Becken auf saisonalen als auch inter-annualen bis dekadischen Zeitskalen zu beschreiben. In Kombination mit Oberflächenflüssen werden außerdem Wärme- und Süßwasserbudgets für die vier Becken aufgestellt. Diese geben Einblick in die Bedeutung der Becken für die Gesamt-Wassermassentransformation im Arktischen Mittelmeer.

Die Zeitserien zur Hydrographie der Becken sind in den oberen 500 bis 750 m dominiert vom saisonalen Signal mit Amplituden bis zu 2.5°C . Dieses wird mit Hilfe einer harmonischen Analyse von den längerfristigen Signalen separiert. Die genaue Kenntnis des Signals kann zukünftig dazu benutzt werden, historische Daten der Region in Bezug auf langfristige Variabilität zu analysieren. Ohne eine saisonale Korrektur ist die Gefahr des Aliasing bei den vornehmlich aus den Sommermonaten stammenden Daten groß.

Bei einer maximalen Länge der Zeitserien von 11 Jahren lässt sich inter-annuale Variabilität von dekadischer bis multi-dekadischer Variabilität rechnerisch nicht trennen. Die Temperatur- und Salzgehaltsentwicklung in der Grönlandsee und im Norwegen-Becken lassen sich aber im Zusammenhang mit der Propagation von Anomalien in den Eigenschaften des einströmenden Atlantischen Wassers interpretieren, die auch in anderen Untersuchungen analysiert wurden. Außerdem zeigen die Zeitserien der Grönlandsee den Abbau des Intermediären Temperaturmaximums im Beobachtungszeitraum und deutliche inter-annuale Variabilität im Süßwassergehalt der oberflächennahen Schicht (0-50 m), die die Konvektionstiefe des nachfolgenden Winters beeinflusst.

Wärme- und Süßwasserbudgets geben Auskunft über das Zusammenspiel von lateralem Austausch zwischen den Becken und den Randströmen, den Oberflächenflüssen von Wärme und Süßwasser und der Entwicklung im Inneren der Becken. Die Entwicklung des Wärme- und Süßwasserinhalts im Inneren der Becken wird aus den Float-Beobachtungen abgeleitet. Die Oberflächenflüsse werden einem korrigierten NCEP-Datensatz entnommen. Dieser Datensatz war nach eingehender Prüfung als der realitätsnaheste ausgewählt worden. Der laterale Austausch zwischen den Becken und den Randströmen wird als Residuum aus den beiden anderen Komponenten berechnet und kann mit dem Beitrag der Becken zur Gesamtwassermassentransformation identifiziert werden.

Wichtigstes Ergebnis der Kalkulationen ist, dass mehr Wärme in die Becken unterhalb von 50 m lateral eingetragen wird, als sie an ihrer Oberfläche an die Atmosphäre abgegeben, da sie außerdem in der oberflächennahen Schicht Wärme lateral abgeben. Außerdem wird deutlich mehr Süßwasser in die Becken in der oberflächennahen Schicht lateral eingetragen als durch Oberflächenflüsse. Das bedeutet, die Wassermassentransformation innerhalb der Becken wird unterschätzt, wenn man nur die Oberflächenflüsse betrachtet.

Die vier Becken tragen zur Gesamtwassermassentransformation im Arktischen Mittelmeer 17% in Bezug auf den Wärmeinhalt und 7% in Bezug auf den Süßwasserinhalt bei, obwohl sie nur eine Fläche von 4% innerhalb des Arktischen Mittelmeers einnehmen. Dabei ist der Beitrag der östlichen Becken größer als derjenige der westlichen Becken. Der im Zuge der Klimaänderungen erwartete zusätzliche Eintrag von Süßwasser in die Region würde aber vorrangig die Transformation im Westen beeinflussen. So ist eine Abschwächung aber kein Zusammenbruch der Wassermassentransformation im Europäischen Nordmeer zu erwarten, was auch eine Abschwächung der Atlantischen Umwälzzirkulation zur Folge haben könnte.

Betrachtet man die Transformation innerhalb des Europäischen Nordmeers, so zeigt sich, dass den tiefen Becken eine entscheidende Bedeutung zufällt. Obwohl sie nur ein Fünftel der Gesamtfläche einnehmen, tragen sie 40% zur Transformation im gesamten Europäischen Nordmeer bei.

Inhalt

	Seite
Abstract	1
Zusammenfassung	3
Inhalt	5
1 Motivation, Inhalt und Ziel der Arbeit	9
2 Hintergrund	15
2.1 Die Globale Thermohaline Zirkulation	15
2.2 Die Atlantische Meridionale Umwälzzirkulation	17
2.3 Die Zirkulation im Arktischen Mittelmeer mit Konzentration auf das Europäische Nordmeer	19
2.4 Wassermassentransformation im Arktischen Mittelmeer	24
3 Hydrographie	39
3.1 Der Datensatz von profilierenden Argo-Floats im Europäischen Nordmeer	39
3.1.1 Messungen mit Argo-Floats im Europäischen Nordmeer als Teil des globalen Argo-Projekts	39
3.1.2 Arbeitsweise von Argo-Floats	41
3.1.3 Beschreibung des Datensatzes	42
3.1.4 Kalibrierung von Salzgehaltsdaten	43
3.1.5 Temperatur- und Druckdaten	44
3.1.6 Datenbearbeitung	44
3.2 Die Entwicklung der Hydrographie der tiefen Becken des Europäischen Nordmeers	49
3.2.1 Das östliche Europäische Nordmeer Norwegen-Becken und Lofoten-Becken	49
3.2.2 Das westliche Europäische Nordmeer Grönlandsee-Becken und Island-Plateau	50

3.2.3 Der mittlere Jahreszyklus	57
3.2.4 Das saisonale Signal	61
3.2.5 Die langfristige Entwicklung von Temperatur und Salzgehalt	65
3.2.6 Das Intermediäre Temperatur-Maximum (<i>Intermediate Temperature Maximum</i>) in der Grönlandsee	69
3.2.7 Inter-annuale Variabilität des Salzgehalts in Oberflächennähe in der Grönlandsee	71
3.3 Zusammenfassung zur Hydrographie	72
4 Wärme- und Süßwasserbudgets	75
4.1 Wärme- und Süßwasserflüsse an der Meeresoberfläche	75
4.1.1 Die verschiedenen meteorologischen Datensätze	75
4.1.2 Literatur-Recherche	78
4.1.3 Vergleich der verschiedenen meteorologischen Datensätze	81
4.1.4 Vergleich der Wärme- und Süßwasserflüsse von meteorologischen Datensätzen und hergeleitet aus Ozeanbeobachtungen	90
4.1.5 Vergleich der berechneten und beobachteten winterlichen Konvektionstiefen	91
4.1.6 Zusammenfassung zum Vergleich der meteorologischen Datensätze	103
4.2 Wärme- und Süßwasserbudgets der vier Becken des Europäischen Nordmeers	107
4.2.1 Entwicklung der Methode	107
4.2.2 Ergebnisse der Budgetkalkulationen	110
4.2.3 Diskussion der Ergebnisse der Budgetkalkulationen	118
5 Diskussion	123
6 Ausblick	127

Danksagung	129
	131
Literatur	133
Eidesstattliche Versicherung	141
Anhang I	143
zusätzliche Bilder zur Harmonischen Analyse; Abschnitt 3.2.4	
Anhang II	161
zusätzliche Bilder zu den Modellläufen; Abschnitt 4.1.5	
Anhang III	167
zusätzliche Bilder zu den Budgetkalkulationen aus Abschnitt 4.2	

Englische Begriffe und benutzte Abkürzungen:

Da die Fachliteratur durchgehend in englischer Sprache geschrieben ist, entwickeln sich vorrangig in dieser Sprache Begriffe, die mit bestimmten Phänomenen oder Prozessen identifiziert werden und manches Mal schwer zu übersetzen sind (insbesondere in einem prägnanten Wort gelingt das oft nicht). Um Missverständnisse zu vermeiden, sind deshalb die englischen Bezeichnungen in Klammern angefügt. Zum Teil werden diese auch, nach Einführung, im weiteren deutschen Text direkt benutzt. Des Weiteren werden Abkürzungen vor der direkten Benutzung im Text in Klammern eingeführt. Auch die englischen Namen für Lokalitäten, Strömungen und Wassermassen werden in Klammern ergänzt.

1 Motivation, Inhalt und Ziel der Arbeit

Das Arktische Mittelmeer, welches aus dem Arktischen Ozean und dem Europäischen Nordmeer besteht, ist die wichtigste Region für die Wassermassentransformation in den Hohen Breiten (Meincke et al., 1997). Diese wird ausgelöst durch starke Auftriebsflüsse an der Grenzfläche Atmosphäre-Eis-Ozean bedingt durch Abkühlung, Süßwasserverlust durch Verdunstung und Süßwassereintrag durch Niederschlag und aus Flüssen der umgebenden Kontinente sowie durch den saisonalen Zyklus von Gefrieren von Seewasser und Schmelzen von Meereis. Diese Flüsse wirken auf die von Süden oberflächennah in das Arktische Mittelmeer einströmenden, subtropischen, warmen und salzreichen Atlantischen Wassermassen und transformieren sie in erster Linie in zwei Komponenten: leichtes Polares Wasser und schweres Tiefenwasser.

Durch Vermischung des Atlantischen Wassers mit Süßwasser auf den flachen Schelfen des Arktischen Mittelmeers entsteht leichtes und salzarmes Polares Wasser, das den gesamten Arktischen Ozean und das westliche Europäische Nordmeer bedeckt. Auch der Einstrom salzarmen Wassers in die Region durch die Beringstraße sowie der saisonale Zyklus von Gefrieren und Schmelzen tragen zur Struktur und Charakteristik des Polaren Wassers bei. Das Polare Wasser verlässt die Region in den Atlantischen Ozean durch den Kanadischen Archipel und im Randstrom auf dem ostgrönländischen Schelf und Kontinentalabhang mit dem Ostgrönlandstrom durch die Dänemarkstraße.

Durch Abkühlung und Eintrag von Salzlake, welche während der Eisbildung ausfällt, vergrößern sich die Dichte des oberflächennahen Atlantischen Wassers. Dies führt zu starker vertikaler Vermischung. Hierdurch werden Wassermassen in mittleren bis großen Tiefen erneuert. Im Arktischen Ozean wird schweres Wasser während des Winters auf den ausgedehnten Schelfgebieten gebildet. Dieses fließt über den Kontinentalabhang in tiefere Gebiete und vermischt sich dabei mit den Atlantischen Wassermassen (*slope convection*) (Rudels et al., 1999). Im Europäischen Nordmeer kommt es insbesondere in den tiefen Becken zur Bildung von schweren Wassermassen, die in mittlere bis große Tiefen absinken (*open ocean convection*) (Nansen, 1906). Teile dieser Tiefenwassermassen verlassen die Region über den Grönland-Schottland-Rücken in den subpolaren Nordatlantik, diesen Ausstrom bezeichnet man als *Overflow*. Da die tiefsten Passagen im Grönland-Schottland-Rücken aber maximal 850 Meter tief sind, kann ein großer Teil der Tiefenwassermassen die Region nicht verlassen und zirkuliert stattdessen innerhalb des Arktischen Mittelmeeres.

Mit dem Absinken und der vertikalen Vermischung von Wassermassen innerhalb des Arktischen Mittelmeers wird der oberflächennahe und tiefe Zweig der Atlantischen Umwälzzirkulation verbunden (Schmitz und McCartney, 1993). Dieses Zirkulationssystem trägt, wie auch die atmosphärische Zirkulation, dazu bei, Wärme vom Äquator und den Niedrigen Breiten in die Hohen Breiten zu transportieren. Dort sind sie verantwortlich für das milde Klima, das Nordeuropa und insbesondere Norwegen auszeichnet. Im östlichen Europäischen Nordmeer liegt die Lufttemperatur im Jahresmittel um 10°C höher als das zonale Mittel; in den Sommermonaten übersteigt sie das zonale Mittel sogar um 20°C (Drange et al., 2005). Während wir in diesen Breiten in Nordamerika die ausgedehnten Permafrost-Gebiete vorfinden und

Grönland von Gletschern bedeckt ist, ist das Europäische Nordmeer fast vollständig eisfrei und in Norwegen Landwirtschaft möglich.

Paläoklimatische Untersuchungen geben Einblick in abrupte Veränderungen der nördlichen Temperaturen innerhalb weniger Dekaden um bis zu 10°C (Broecker, 1997). Ein Absinken der Temperatur war verbunden mit einer Atlantischen Umwälzzirkulation, bei der die Transformation von oberflächennahen Wassermassen in tiefe Wassermassen nicht mehr innerhalb des Europäischen Nordmeers (und Arktischen Ozeans), sondern nur noch südlich des Grönland-Schottland-Rückens im subpolaren Nordatlantik stattfand. Für die Zukunft sind mit Hilfe von gekoppelten Modell-Simulationen vergleichbare Veränderungen vorhergesagt worden. Mit dem Anstieg von anthropogen in die Atmosphäre eingetragenen Treibhausgasen steigen auch die Temperaturen in Atmosphäre und Ozean an. Dies führt in den nördlichen Hohen Breiten zusätzlich zu einem Anstieg des Eintrags von Süßwasser in den Ozean, der zurückgeführt werden kann auf das Abschmelzen der grönländischen Inlandsgletscher und des Meereises und auf eine Verstärkung des hydrologischen Kreislaufes (Dickson et al., 2007). Der zusätzliche Eintrag von Süßwasser im Arktischen Mittelmeer führt zu einer deutlichen Reduzierung der Dichte des oberflächennahen Wassers, die sehr effektiv vertikale Vermischung und damit Tiefenwassererneuerung unterdrücken kann. Bei Abkühlung werden dann der Gefrierpunkt, und somit auch das Dichtemaximum erreicht, bevor die Dichte größer wird als die darunter liegender Schichten und vertikale Vermischung einsetzen kann. Vermindert sich die vertikale Vermischung oder kommt sie sogar ganz zum Erliegen, schwächt sich auch der nördlichste Zweig der Atlantischen Umwälzzirkulation ab, was wiederum Auswirkungen auf das Klima und die Lebensbedingungen in Nordeuropa hat.

Eine genaue Kenntnis der Prozesse, die der Umwälzzirkulation zugrundeliegen, ist daher nicht nur von akademischem Interesse, sondern auch von großer Bedeutung für unsere Gesellschaft. Insbesondere die Erforschung der vertikalen Vermischung und der ihr zugrunde liegenden Prozesse war in der Vergangenheit aber nur eingeschränkt möglich. Diese Prozesse finden während des Winters statt, in denen die Wetterbedingungen schiffsgebundene Messungen zur Hydrographie in der Region fast unmöglich machen. So gründet sich die bisherige Kenntnis der Prozesse und ihrer Bedeutung im Gesamtsystem auf wenige, räumlich eingeschränkte, winterliche Einzelbeobachtungen, auf die Interpretation von sommerlichen Beobachtungen in Hinblick auf die Transformation des vorangegangenen Winters und auf indirekten Untersuchungen mit Hilfe von Invers-Modellierungen.

Seit 2001 werden autonom profilierende Argo-Floats zur Vermessung der Hydrographie im Europäischen Nordmeer verwendet. Diese Geräte liefern uns in eisfreien Gebieten während des ganzen Jahres Profile der Hydrographie der oberen 2000 m der Wassersäule mit einer zeitlichen Auflösung von 10 Tagen. So lässt sich erstmals die Entwicklung der Hydrographie im Europäischen Nordmeer auf saisonalen und inter-annualen Zeitskalen beobachten. Die Messungen konzentrieren sich auf die tiefen Becken, in die das Europäische Nordmeer unterteilt ist; das Norwegen-Becken, das Lofoten-Becken, das Grönlandsee-Becken und das etwas flachere Island-Plateau.

Auf der Grundlage des Float-Datensatzes soll hier die Frage beantwortet werden, welche Bedeutung die tiefen Becken des Europäischen Nordmeers für die Gesamt-Wassermassentransformation des Arktischen Mittelmeeres haben.

Das System besteht aus zwei Komponenten. Mit dem Randstrom werden Wassermassen aus dem Atlantik in das Europäische Nordmeer hinein und transformierte Wassermassen wieder heraus transportiert. Der Randstrom nimmt nur einen Bruchteil der Gesamtfläche des Europäischen Nordmeers ein und die Strömungsgeschwindigkeiten in ihm sind relativ groß. So bewirken die starken winterlichen Wärmeverluste an die Atmosphäre nur eine geringe Veränderung. Im Inneren des Europäischen Nordmeers befinden sich die vier tiefen Becken. Sie stellen einen wesentlichen Teil der ganzjährig eisfreien Gebiete des Arktischen Mittelmeers dar. Aufgrund geringer Strömungsgeschwindigkeiten sind dort die Verweilzeiten der Wassermassen relativ lang. So kommt es während des Winters im Austausch mit der Atmosphäre zu starker Abkühlung der oberflächennahen Wassermassen. Dies führt zu einem Anstieg der Dichte, durch die vertikale Vermischung ausgelöst wird. So werden in den Becken im Winter Wassermassen bis in mittleren bis großen Tiefen erneuert (Abbildung 1).

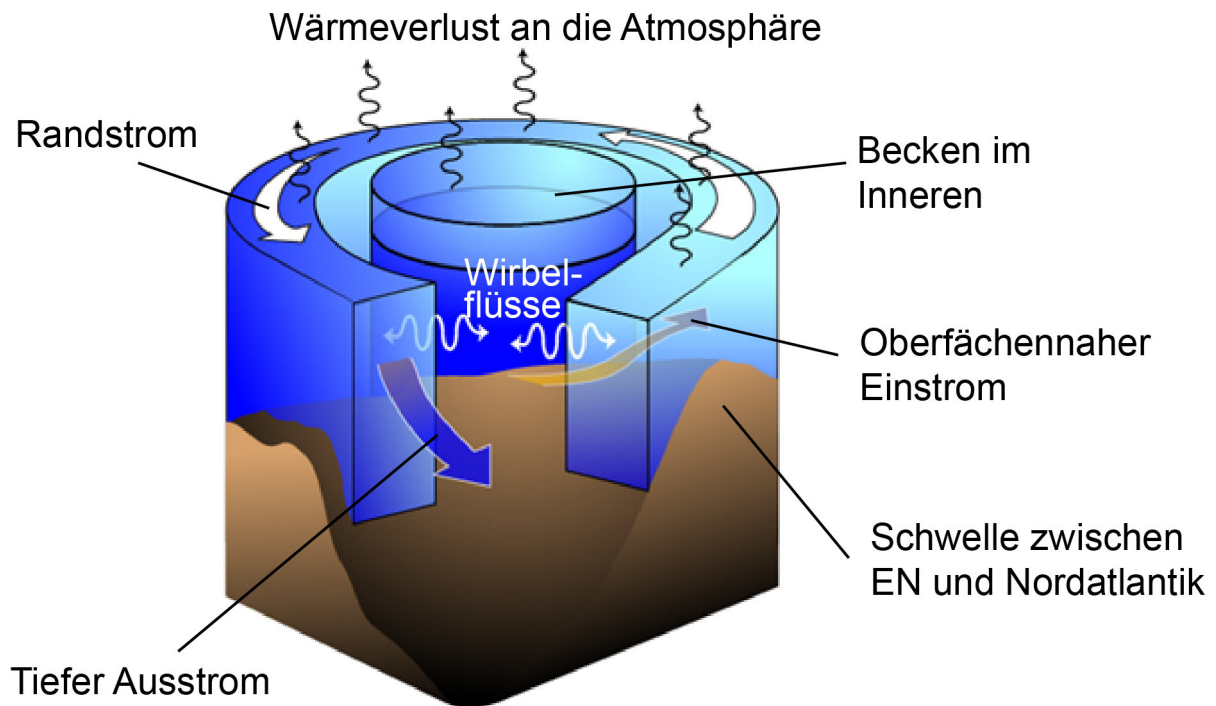


Abbildung 1: Schematische Darstellung der Wassermassentransformation im Europäischen Nordmeer (nach einer Abbildung von Straneo, 2009).

Würden die beiden Komponenten des Systems nicht im Austausch miteinander stehen, so sollte beobachtet werden, dass sich die Becken im Inneren immer weiter abkühlen und die Wassermassen im Randstrom kaum verändert die Region wieder verlassen. Stattdessen unterscheiden sich aber die einströmenden Atlantischen Wassermassen tropischer Herkunft maßgeblich vom ausströmenden Polaren Oberflächenwasser und den Overflow-Wassermassen. Es muss also ein Austausch zwischen den beiden Komponenten des Systems stattfinden (Spall, 2011).

Der laterale Austausch zwischen Becken und Randstrom findet nicht über die mittlere Strömung statt, sondern es wird davon ausgegangen, dass der Transport durch mesoskalige Wirbel bewerkstelligt wird. Sie bilden sich durch barokline Instabilitäten an den Fronten zwischen Randstrom und Becken. Wegen ihrer räumlich kleinen Skalen werden sie aber in bisherigen Beobachtungen nur unzureichend erfasst.

Die Messungen mit Argo-Floats im Europäischen Nordmeer liefern in erster Linie Einblick in die eine Komponente des Systems. Durch die kontinuierliche Beobachtung der Hydrographie in den tiefen Becken ist es erstmals möglich, den saisonalen Zyklus vollständig zu beschreiben. Diese Kenntnis wird im Folgenden dazu benutzt, in den Zeitserien zur Hydrographie aus den einzelnen Becken saisonale Variabilität von inter-annualer bis multi-dekadischer Variabilität zu trennen. Sie liefert zudem das Handwerkszeug für die Analyse von historischen hydrographischen Beobachtungen aus den Becken in Hinblick auf inter-annuale bis multi-dekadische Variabilität. Da diese Beobachtungen vornehmlich aus den Sommermonaten stammen, sind ohne Kenntnis des saisonalen Signals Fehlinterpretationen durch Aliasing möglich.

Auf der Basis von mittleren Jahres-Zyklen werden hier außerdem, in Kombination mit meteorologischen Daten über den Austausch zwischen Atmosphäre und Ozean, Wärme- und Süßwasserbudgets für die Becken aufgestellt. Diese geben einerseits Auskunft über die Wassermassentransformation im Inneren der Becken. Sie ermöglichen es aber auch andererseits, indirekt den lateralen Austausch der Becken mit dem Randstrom zu ermitteln. So kann letztlich der Beitrag der Becken zur Gesamttransformation innerhalb des Arktischen Mittelmeers abgeschätzt werden. Während aber die mittlere Entwicklung der Wassersäule im Inneren der Becken durch die Float-Daten mit guter Genauigkeit beschrieben werden kann, sind die Oberflächenflüsse mit großen Unsicherheiten behaftet. Die zur Verfügung stehenden Datensätze aus Re-Analyse-Modellen und direkten Abschätzungen aus Beobachtungen weisen für die Amplitude des saisonalen Gangs Unterschiede von bis zu 20 % auf. Auch die mittleren jährlichen Auftriebsflüsse zeigen für die verschiedenen Datensätze Abweichungen von bis zu 30 % des Gesamtsignals (Abschnitt 4.1.3). Direkte Abschätzungen zum lateralen Austausch der Becken mit der Umgebung liegen nicht vor. Stattdessen wird der laterale Austausch als Residuum aus den obigen Budget-Komponenten abgeschätzt. Die Unsicherheiten bei den Ozean-Atmosphäre-Flüssen bewirkt damit große Fehler bei der Bestimmung des lateralen Austausches.

Die Arbeit gliedert sich nach dieser Einleitung in weitere 4 Kapitel.

In Kapitel 2, dem Hintergrund, wird beschrieben, in welcher Weise die Wassermassentransformation im Europäischen Nordmeer ein Teil von weiterreichenden Zirkulationssystemen ist. Die Beschreibung beginnt mit der Globalen Thermohalinen Zirkulation, um sich dann über die Atlantische Umwälzzirkulation und die Zirkulation im Arktischen Mittelmeer immer weiter auf das Europäische Nordmeer zu fokussieren. Außerdem werden hier die verschiedenen Prozesse und zugehörigen Bedingungen beschrieben, die zu tieferreichender vertikaler Vermischung und Wassermassenerneuerung führen. Besonderes Augenmerk liegt auf denjenigen Prozessen, die im Europäischen Nordmeer von Bedeutung sind.

In Kapitel 3 der Arbeit wird die Hydrographie innerhalb der tiefen Becken des Europäischen Nordmeers auf Grundlage des Float-Datensatzes beschrieben. Nach Darstellung der gegenwärtig vorhandenen Zeitserien zur Hydrographie aus den einzelnen Gebieten werden insbesondere der saisonale Zyklus und ansatzweise die inter-annuale bis multidekadische Variabilität beschrieben. Die Zeitserien haben eine Länge von 6.5 Jahren für das Island-Plateau, von 7 Jahren für das Lofoten-Becken, und von 10 Jahren für das Norwegen-Becken. Die längste Zeitserie von 11 Jahren ist vorhanden für das Grönlandsee-Becken. Dies ermöglicht es nicht, inter-annuale von dekadischer bis multi-dekadischer Variabilität rechnerisch zu trennen. Die Ursachen für die beobachteten saisonalen Zyklen werden im Detail erst in Zusammenhang mit den Budget-Rechnungen des vierten Teils untersucht.

In Kapitel 4 werden Wärme- und Süßwasserbudgets für die vier tiefen Becken des Europäischen Nordmeers aufgestellt. Zur Schließung der Budgets werden Informationen über die Oberflächenflüsse benötigt. Hierfür steht eine Vielzahl von meteorologischen Datensätzen zur Verfügung. Wie die Fachliteratur zeigt und auch unsere Untersuchung für das Europäische Nordmeer ergibt, weisen die Datensätze zum Teil große Diskrepanzen auf. So wird im ersten Abschnitt des Kapitels untersucht, welcher Datensatz die tatsächlichen Bedingungen am besten beschreibt. Im zweiten Abschnitt des Kapitels wird als erstes die Methode entwickelt, nach der Wärme- und Süßwasserbudgets aufgestellt werden sollen. Darauf aufbauend werden für die vier Becken sowohl mittlere Sommer- und Winter- als auch Jahresbudgets berechnet. Es werden die typischen Merkmale dieser Budgets für die jeweilige Region herausgearbeitet, und die Bedeutung der einzelnen Becken für die Gesamttransformation im Europäischen Nordmeer und Arktischen Ozean wird abgeschätzt. Die Konzentration liegt auf der Transformation von Atlantischem Wasser in Overflow-Wasser, da diese einen wichtigen Zweig der Atlantischen Umwälzzirkulation darstellt. Außerdem wird abgeschätzt, welche Auswirkungen Klimaänderungen auf die Transformation haben könnten.

Die Arbeit endet in Kapitel 5 mit einer Diskussion der wichtigsten Ergebnisse und einem Ausblick in Kapitel 6. Es wird hier herausgestellt, welche bisher offenen Fragen mit den neuen Beobachtungsdaten von Argo-Floats beantwortet werden konnten, welche Fragen weiterhin offen sind oder auch sich im Rahmen dieser Arbeit neu gestellt haben.

Vorrangiges Ziel dieser Arbeit ist es, den Beitrag der vier Becken des Europäischen Nordmeers für die Wassermassentransformation von oberflächennah einströmendem Atlantischen Wasser zu in der Tiefe ausströmendem Overflow-Wasser zu ermitteln und abzuschätzen, welche Auswirkungen Klimaänderungen, wie wir sie für die näherer Zukunft erwarten, auf diesen Beitrag haben könnten.

Da die Arbeit sich in erster Linie auf Messungen zur Hydrographie mit Hilfe von Argo-Floats stützt, wird gleichermaßen dargestellt, welche Möglichkeiten und Einschränkungen dieser Datensatz beinhaltet.

2 Hintergrund

2.1 Die Globale Thermohaline Zirkulation

Bedingt durch die Kugelform der Erde wird die kurzwellige Einstrahlung von der Sonne meridional ungleichmäßig aufgenommen. Darüber hinaus ist auch die langwellige Ausstrahlung abhängig von der geographischen Breite. Das führt zu einem Netto-Wärmegewinn am Äquator und in den niedrigen Breiten und einem Netto-Wärmeverlust in den hohen Breiten (Abbildung 2). Der resultierende Temperatur-Gradient zwischen Äquator und Polen führt zu einem meridionalen Wärmetransport mit der atmosphärischen und ozeanischen Zirkulation (van Aken, 2007).

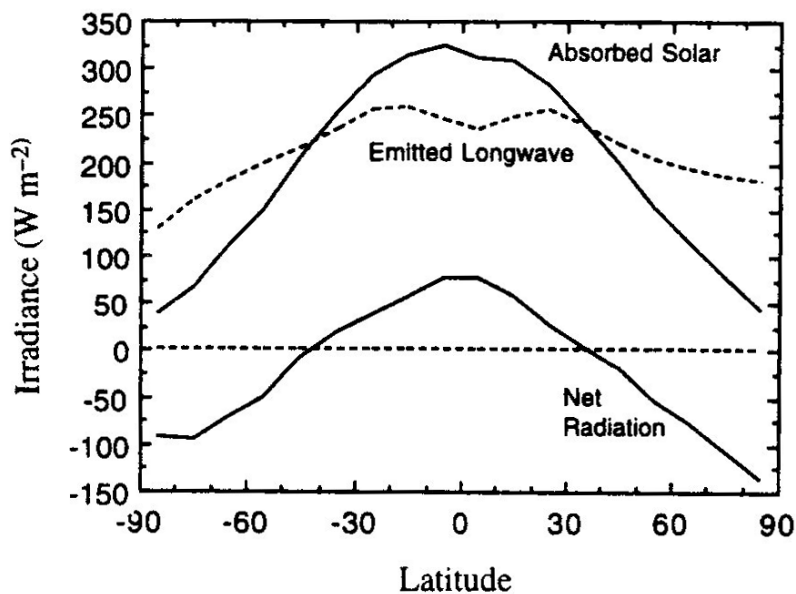


Abbildung 2: In Abhängigkeit von der geographischen Breite wird der jährliche Mittelwert der absorbierten kurzwelligen Sonneneinstrahlung (Absorbed Solar), der zurückgestrahlten langwelligen Strahlung (Emitted Longwave) und der Netto-Strahlungsbilanz (Net Radiation) dargestellt (Abbildung aus Hartmann, 1994).

Andererseits ist auch Frischwasser im Ozean meridional ungleichmäßig verteilt (Dickson et al., 2007). Während dem Ozean in niedrigen Breiten Süßwasser entzogen wird, da Verdunstung gegenüber Niederschlag überwiegt, dominiert in den hohen Breiten der Eintrag von Süßwasser in den Ozean durch Flüsse und Niederschlag. In den Arktischen Ozean fließen 10 % des weltweiten Flusseintrags, da er fast vollständig von Land umgeben ist. Sein Volumen entspricht nur 1 % des Gesamtvolumens der Weltozeane, so kommt dem Eintrag besondere Bedeutung zu (Shiklomanov et al., 2000). Da sich die beobachteten Ungleichverteilungen von Temperatur und Süßwasser bzw. Salzgehalt im Ozean nicht kontinuierlich verschärfen, sondern in erster Näherung stabil sind, muss ein beständiger Ausgleich stattfinden. Dieser wird von der atmosphärischen und ozeanischen Zirkulation bewerkstelligt. Im Ozean nennt sich dieses globale Zirkulationssystem die Thermohaline Zirkulation (Thermohaline Circulation - **THC**). Die Vorstellung von einer globalen Umwälzzirkulation wurde erstmals von Gordon entwickelt (1986). Große Bekanntheit erlangte das stark vereinfachte und damit sehr eingängige Schema des

Globalen Förderbands (*the great oceanic conveyor belt*) von Broecker (1987, 1991). Bei der Beschreibung der THC beziehe ich mich hier auf eine Abbildung von Rahmstorf (2002) und die ausführlichen Beschreibungen von van Aken (2007).

Ausgelöst durch Wärmeverlust an die Atmosphäre, vornehmlich während des Winters, nimmt die Dichte des Oberflächenwassers in den hohen Breiten zu. Dies verringert oder zerstört die Stabilität der Schichtung und führt lokal zu tiefreichender konvektiver Vermischung. Tiefe Konvektion findet in den zyklonalen Wirbeln des Europäischen Nordmeers und des subpolaren Nordatlantiks statt. Aber auch durch Prozesse auf den ausgedehnten Schelfgebieten des Arktischen Mittelmeeres und um den Antarktischen Kontinent kommt es zur Erneuerung von mittleren bis tiefen Wassermassen (Abbildung 3). Nach der winterlichen Konvektion schichten sich die gebildeten Wassermassen entsprechend ihrer Dichte ein, während darüber das leichtere Wasser aus der Umgebung eindringt. Angetrieben durch den meridionalen Dichtegradienten breiten sich die erneuerten Wassermassen von ihrer Quelle im Ozean aus (Abbildung 3). Auf diesem Weg verändert sich ihre Charakteristik durch Vermischung mit dem Umgebungswasser. Die Dichte der Wassermassen verringert sich dabei und sie gelangen allmählich zurück an die Meeresoberfläche (upwelling). Außerdem steigen Wassermassen innerhalb des Antarktischen Zirkumpolarstroms (Antarctic Circumpolar Current) bedingt durch lokale Windeffekte aus großen Tiefen an die Oberfläche auf. An der Oberfläche setzen sie ihren Weg in die Konvektionsgebiete fort, und die Umwälzzirkulation schließt sich (Abbildung 3).

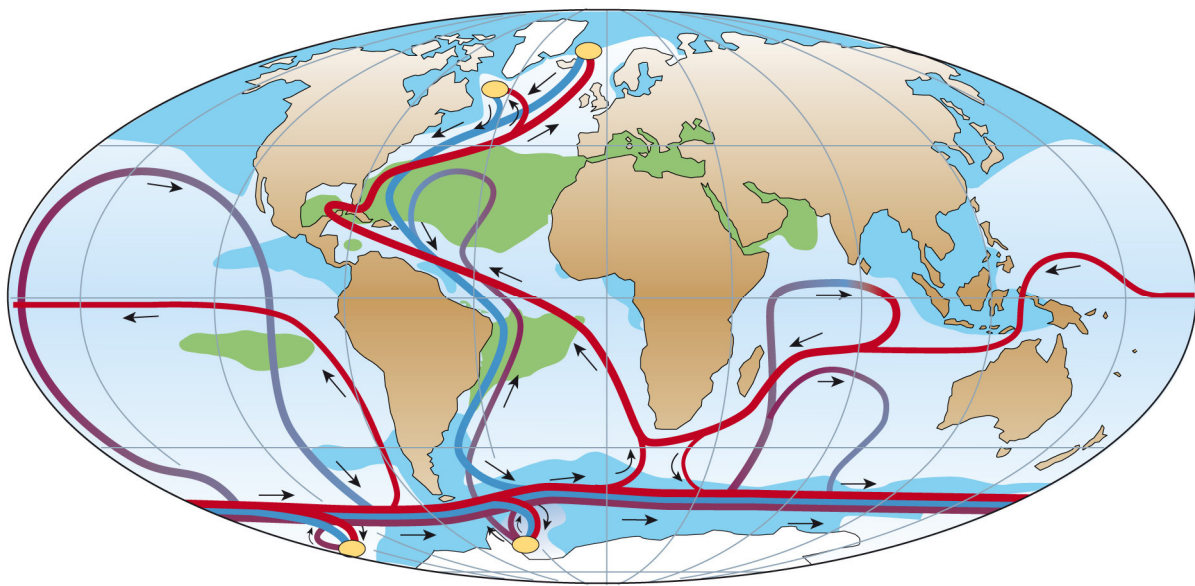


Abbildung 3: Die schematische Darstellung der Globalen Umwälzzirkulation (aus Rahmstorf, 2002). Tiefenwasserformationsgebiete sind mit gelben Ellipsen gekennzeichnet, oberflächennahe Strömungen durch rote Linien, Strömungen in der Tiefe durch blaue Linien und Bodenströmungen durch violette Linien; grüne Gebiete markieren Oberflächensalzgehalte größer 36.0, kräftig blaue Gebiete Oberflächensalzgehalte kleiner 34.0.

Der Name Thermohaline Zirkulation impliziert Dichtegradienten als treibende Kräfte dieses Zirkulationssystems. Aber auch die globalen Windsysteme tragen zur Ausbildung des Systems bei und sind insbesondere für Auftrieb und turbulente Vermischung verantwortlich. Die zyklonale Zirkulation über den tiefen Becken, welche eine wichtige Vorbedingung für das Auftreten von tiefer Konvektion im offenen Ozean darstellt, ist auf eine Kombination von Windantrieb und Leitung der Strömungen durch die Bodentopographie zurückzuführen. Darüber hinaus werden die Zirkulationspfade im wirklichen Ozean maßgeblich durch die Topographie, welche Kontinente und Schwellen und Passagen am Meeresboden beinhaltet, vorgegeben. Insgesamt ist die Abgrenzung der verantwortlich treibenden Kräfte gegeneinander im Gesamtzirkulationssystem schwierig und in dieser Arbeit nicht von Bedeutung. So verweise ich hier auf die ausführliche Diskussion dieses Themas bei van Aken (2007) und Kuhlbrodt et al. (2007).

2.2 Die Atlantische Meridionale Umwälzzirkulation

Der Zweig der Thermohalinen Zirkulation, der in dieser Arbeit von besonderem Interesse ist, da er sich bis in das Europäische Nordmeer erstreckt, ist die Atlantische Meridionale Umwälzzirkulation (Atlantic Meridional Overturning Circulation – AMOC) (Schmitz und McCartney, 1993; Lumpkin und Speer, 2003). Er wird in einem schematischen Meridional-Schnitt und anhand einer Karte in Abbildung 4 dargestellt. Innerhalb dieses Zweigs wird warmes und salzreiches Atlantisches Wasser aus den Subtropen innerhalb des Golfstrom-Systems nach Norden transportiert. Dort verzweigt sich die Strömung; ein Teil strömt weiter nach Norden, statt innerhalb des subtropischen Wirbels die antizyklonale Bewegung fortzusetzen. Im nordöstlichen subpolaren Nordatlantik verzweigt sich die Strömung wiederum; ein Teil zweigt nach Nordwesten ab und rezirkuliert innerhalb des Nordatlantiks; der andere setzt seinen Weg nach Norden bis ins Europäische Nordmeer fort. Hier nimmt die Dichte durch Wärmeverlust an die Atmosphäre, insbesondere während des Winters, beständig zu. Dies bewirkt ein Absinken des Oberflächenwassers. Im Arktischen Ozean trägt der Eintrag von Salzlake, die bei der Neueisbildung aus Seewasser ausfällt, zusätzlich zu einer Vergrößerung der Dichte bei. Durch das Absinken des Oberflächenwassers kommen darunter liegende Schichten in Kontakt mit der Atmosphäre und es findet wiederum eine Vergrößerung der Dichte durch Austausch mit der Atmosphäre statt. Auf diese Weise kommt es schrittweise zur Vermischung und Homogenisierung der Wassersäule. Dabei werden Wassermassen in mittlerer bis großer Tiefe erneuert. Diesen Prozess nennt man auch Ventilation (Schmitz und McCartney, 1993; Lumpkin und Speer, 2003).

Eine vertikale Umwälzung findet nicht nur im Arktischen Mittelmeer sondern auch in den tiefen Becken des subpolaren Nordatlantiks, in der Labradorsee und Irmingersee, statt. Die verschiedenen Prozesse, die zu vertikaler Vermischung und damit Wassermassentransformation beitragen, werden im Detail in Abschnitt 2.4 beschrieben. Das im Arktischen Mittelmeer gebildete Wasser, welches oberhalb der Schwellentiefe des Grönland-Schottland-Rückens liegt, verlässt die Region nach Süden als tiefer Ausstrom. Dieser tiefe Ausstrom wird im Englischen als *overflow* bezeichnet und dieser Begriff wird auch hier im Weiteren benutzt. Bedingt durch die hohe Dichte sinkt das Overflow-Wasser im Atlantik in große Tiefen ab und vermischt sich auf dem Weg aufgrund von hohen Geschwindigkeiten stark mit den umgebenden warmen und salzreichen atlantischen Wassermassen (dieser Prozess wird im Englischen als *entrainment* bezeichnet). Dadurch verdoppelt sich das

Volumen und die Wassermasse erhält ihre typische Temperatur- und Salzgehaltscharakteristik. In der Tiefe trägt sie zur Erneuerung des Nordatlantischen Tiefenwassers (North Atlantik Deep Water) bei. Das Nordatlantische Tiefenwasser wird zu etwa 2/3 durch Overflow- und Entrainment-Wasser erneuert, 1/3 wird beigetragen durch die winterliche Konvektion der Labradorsee und Irmingersee. Dabei ist der Beitrag der Labradorsee von größerer Bedeutung (Schmitz und McCartney, 1993). Aber jüngste Untersuchungen zeigen, dass auch in der Irmingersee in besonders strengen Wintern eine Ventilation der tieferen Schichten stattfindet (Våge et al., 2008). Im Unterschied zu den Wassermassen aus dem Arktischen Mittelmeer können diese Wassermassen zum Nordatlantischen Tiefenwasser beitragen, ohne irgendwelche topographischen Schwellen passieren zu müssen. Stattdessen findet ein direkter isopyknischer Austausch zwischen den Becken und dem Randstrom statt. Das bedeutet, die Temperatur- und Salzgehaltscharakteristik bedingt durch den Entstehungsprozess bleibt weitgehend erhalten. Anhand von Temperaturen und Salzgehalt lassen sich die Ausbreitungswege der jeweiligen Beiträge in der Tiefe weiterverfolgen. Das Nordatlantische Tiefenwasser vollendet die Schleife der Umwälzzirkulation im Atlantik, indem es sich innerhalb des tiefen westlichen Randstroms in Richtung Äquator ausbreitet.

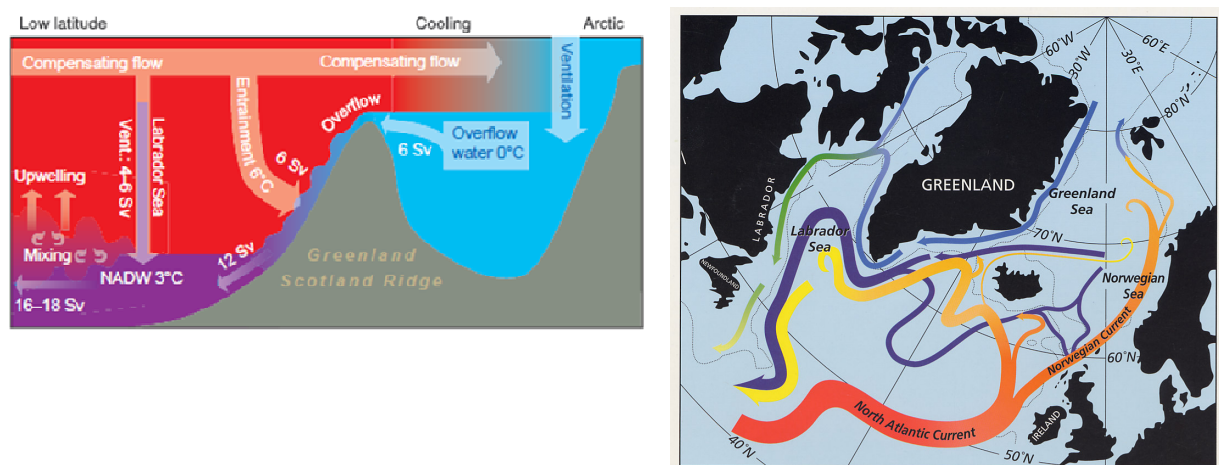


Abbildung 4: (links) Schematische Darstellung der Atlantischen Umwälzzirkulation anhand eines Meridional-Schnitts von den niedrigen Breiten bis in das Europäische Nordmeer und den Arktischen Ozean (Abbildung aus Hansen et al., 2004). Warme und salzreiche Wassermassen sind in rot gekennzeichnet; die kalten und salzarmen Wassermassen, gebildet im Europäischen Nordmeer und Arktischen Ozean, in hellblau und die Veränderung durch Einmischung von atlantischem Wasser durch tiefes Violett; die im Subpolaren Nordatlantik gebildeten Wassermassen durch helles Violett. (rechts) Karte des subpolaren Nordatlantiks und des Europäischen Nordmeers mit schematischer Darstellung der oberflächennahen Zirkulation des Atlantischen Wassers (rot-orange-gelb) und des Polaren Wassers (hellblau-hellgrün-gelb) und der Zirkulation in mittleren Tiefen (dunkelblau) (Abbildung aus McCartney et al., 1997).

Die Umwälzzirkulation, wie sie sich im Nordatlantik im Detail ausprägt, ist beeinflusst durch die dort herrschenden Windsysteme wie auch durch die topographischen Beschränkungen in Form von Kontinenten und unterseeischen Passagen und Schwellen. Sie hat weitreichende Auswirkungen auf das Klima insbesondere in Nordeuropa. So transportiert die ozeanische Zirkulation, wie auch die

atmosphärische, große Wärmemengen aus der Umgebung des Äquators in den hohen Norden. Dies hat zur Folge, dass die Lufttemperatur im zentralen und östlichen Europäischen Nordmeer im Jahresmittel 10°C höher ist als der zonale Mittelwert. Für den Winter übersteigen die Temperaturen das zonale Mittel sogar um 20°C (Abbildung 5). So ist das Europäische Nordmeer, bis auf wenige Gebiete im Westen, das ganze Jahr über eisfrei und in Norwegen Landwirtschaft möglich, während sich auf der gleichen geographischen Breite in Kanada Permafrostgebiete befinden und Grönland von Gletschern bedeckt ist.

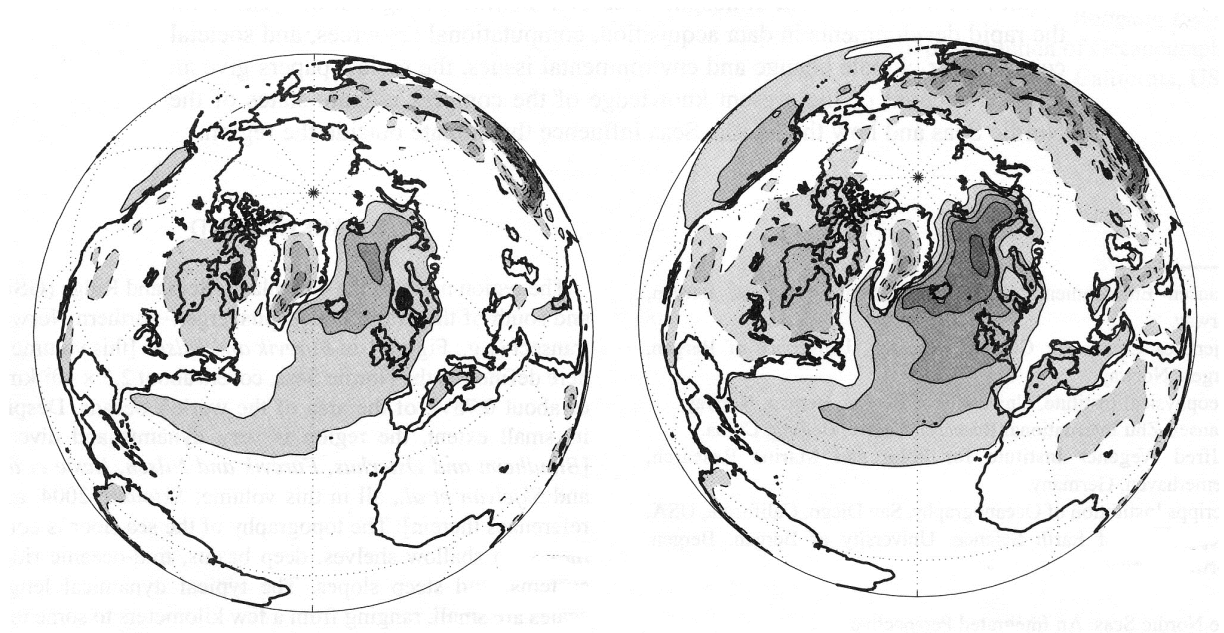


Abbildung 5: Abweichung der Lufttemperatur in 2 m Höhe (links) vom jährlichen zonalen Mittel, (rechts) vom zonalen Mittel für den Winter (Dezember-Februar). Konturlinien sind gezeigt in 5°C -Abständen, durchgezogene Linien stehen für positive Anomalien, gestrichelte Linien für negative Anomalien (aus: Drange et al., 2005; nach Temperatur-Daten der NCEP/NCAR Reanalyse – Kalnay et al., 1996)

2.3 Die Zirkulation innerhalb des Arktischen Mittelmeers mit Konzentration auf das Europäische Nordmeer

Innerhalb des gesamten Arktischen Mittelmeers ist eine starke topographische Führung der Strömungen vom Boden bis an die Meeresoberfläche sichtbar. Dies ist einerseits bedingt durch die schwache Schichtung in der Region; so sind die Strömungen vornehmlich barotrop. Andererseits ist der Gradient der planetaren Vorticity in den hohen Breiten schwach, daher ist die Führung der Strömung entlang f/H -Konturen dominiert von der Topographie (f - Coriolisparameter, H -Wassertiefe) (Nøst und Isachsen, 2003). Daher ist der eigentlichen Beschreibung der Zirkulation hier eine Beschreibung der wesentlichen Merkmale der Topographie des Arktischen Mittelmeers vorangestellt (Abbildung 6). Das Arktische Mittelmeer setzt sich zusammen aus dem Arktischen Ozean und dem Europäischen Nordmeer. Innerhalb des Arktischen Ozeans finden sich der Küste vorgelagert breite Schelfgebiete (mit Wassertiefen kleiner 100 m), die etwa $1/3$ der Gesamtfläche ausmachen. Der tiefe Teil des Arktischen Ozeans unterteilt sich, bedingt durch unterseeische Rückensysteme, in mehrere Becken. Das Europäische Nordmeer setzt sich zusammen aus dem westlichen, tiefen Teil und dem östlichen, flachen Teil

(Abbildung 7). Der östliche Teil ist ein ausgedehntes Schelfgebiet mit Wassertiefen zwischen 200 m und 400 m und wird als Barentssee bezeichnet. Im westlichen Teil nehmen die Schelfgebiete mit unter 500 m Wassertiefe etwa 1/3 der Gesamtfläche ein, der innere Teil ist durch unterseeische Rückensysteme in vier Gebiete unterteilt.

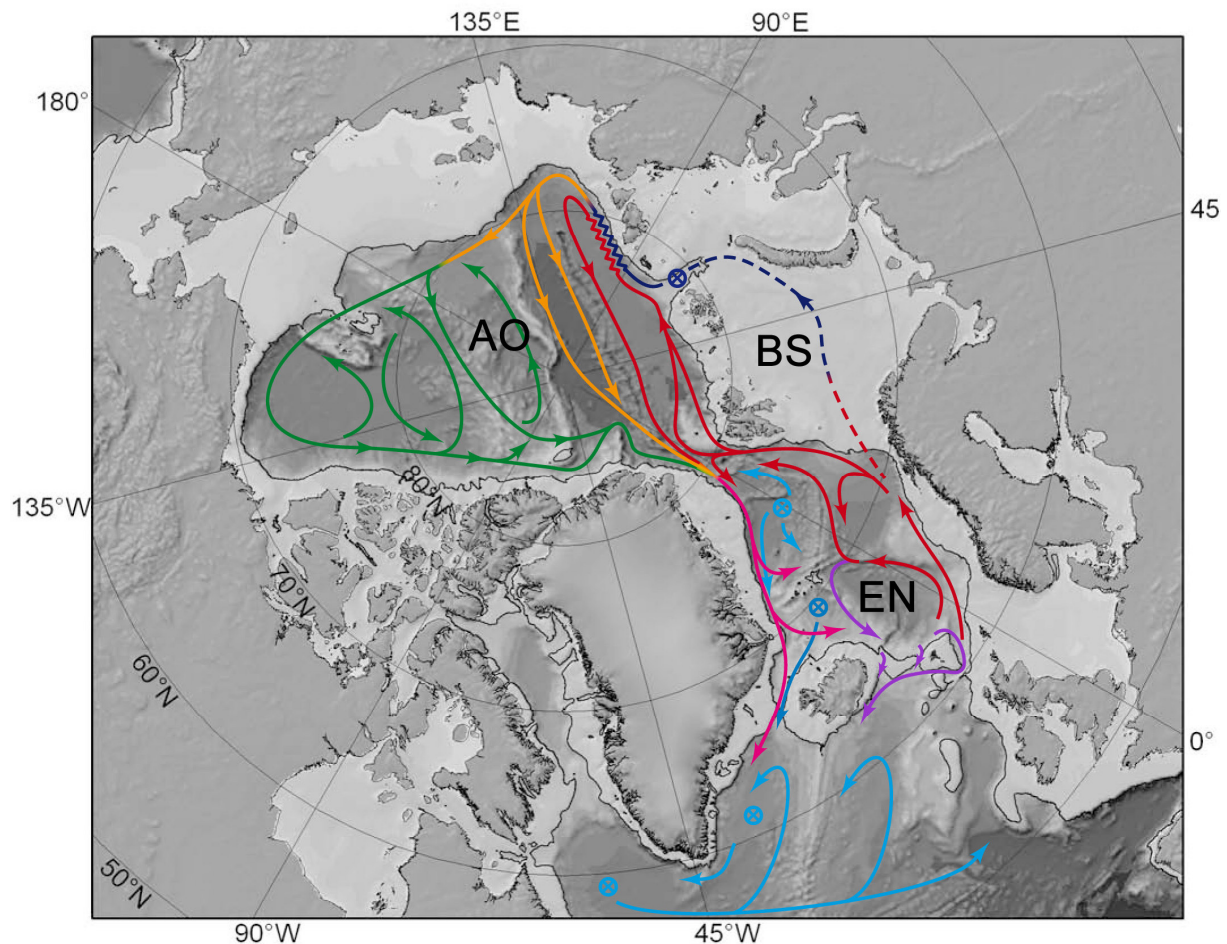


Abbildung 6: Karte des Arktischen Mittelmeers mit Bodentopographie in Grau-Abstufungen; weiß sind die Schelfgebiete mit unter 200 m Wassertiefe. Außerdem eingezeichnet sind die verschiedenen Ausbreitungswege des Atlantischen Wassers innerhalb des Gebiets (von rot über orange, grün und rosa bis violett), die Tiefenwasserbildungsgebiete (eingekreistes Kreuz), die Ausbreitungswege des Tiefenwassers (hellblaue Pfeile) und die verschiedenen Zweige des Overflows über den Grönland-Schottland-Rücken (Abbildung aus Rudels et al., 2012). AO – Arktischer Ozean, EN – Europäisches Nordmeer, BS – Barentssee.

Im östlichen Teil, der auch Norwegensee genannt wird, befinden sich zwei tiefe Becken: im Süden liegt das Norwegen-Becken (**NB**; ca. 3200 - 3600 m tief) und im Norden das Lofoten-Becken (**LB**; ca. 3200 m tief). Im nördlichen Teil wird das östliche Europäische Nordmeer durch den Mohn-Rücken und weiter im Norden den Knipovich-Rücken von der Grönlandsee abgegrenzt. In der Grönlandsee finden sich zwei ineinander übergehende Becken: im Süden das Grönlandbecken (ca. 3400 - 3600 m tief) und im Norden das kleinere und etwas flachere Boreasbecken (ca. 3200 m tief). Diese beiden Becken werden im Folgenden aufgrund ihrer nur geringen Abgrenzung gegeneinander als ein Becken behandelt und als Grönlandsee bezeichnet (**GS**). Im südlichen Teil des westlichen Europäischen Nordmeers befindet sich die Islandsee, abgegrenzt zur GS durch die Jan-Mayen-Bruchzone. In ihr liegt

das kleinste und flachste Becken des Europäischen Nordmeers, das deshalb hier als Island-Plateau (**IP**; ca. 2200 m tief) bezeichnet wird. Während der Arktische Ozean und das tiefe Europäische Nordmeer durch die etwa 2600 m tiefe Framstraße verbunden sind, sind die Verbindungen zu den umgebenden Weltozeanen deutlich flacher. Die Beringstraße, die Verbindung zwischen Arktischem Ozean und Pazifik, hat eine maximale Tiefe von 50 m. Auf dem Grönland-Schottland Rücken zwischen dem Europäischen Nordmeer und dem subpolaren Nordatlantik sind die tiefsten Passagen 620 – 850 m tief. (alle Tiefenangaben dieses Absatzes wurden Blindheim und Østerhus (2005) entnommen). Eine direkte Verbindung zwischen Arktischem Ozean und subpolarem Nordatlantik ist nur über den kanadischen Archipel gegeben. Dies ist ein kompliziertes Gebiet, bedeckt von Inseln und Passagen und fast vollständig und ganzjährig eisbedeckt, mit einer maximalen Wassertiefe in den Passagen von 300 m.

Im Folgenden werde ich das Norwegen-Becken, das Lofoten-Becken, die Grönlandsee und das Island-Plateau oft gemeinschaftlich als die *vier tiefen Becken* bezeichnen. Des Weiteren benutze ich der Einfachheit halber für das tiefe Europäische Nordmeer die Bezeichnung Europäisches Nordmeer (**EN**), während ich, wenn es um die Schelfgebiete im Osten geht, explizit den Namen *Barentssee* benutze.

Das Atlantische Wasser, welches vom Nordatlantik Strom (North Atlantic Current) in Richtung EN abzweigt, fließt oberflächennah an drei verschiedenen Stellen in das Gebiet ein: ganz im Osten durch den Färöer-Schottland-Kanal (Faroe-Scotland Channel), östlich von Island über den Island-Färöer-Rücken (Iceland-Faroe Ridge) und in der Dänemarkstraße (Denmark Strait) mit dem Nordisländischen Irminger-Strom (Northicelandic Irminger Current) (Hansen und Østerhus, 2000). Das Wasser umrundet das Arktische Mittelmeer zyklonal innerhalb der schmalen Randströme entlang des Kontinentalabhangs (Rudels et al., 1999). Dazu werden Zirkulationsschleifen mit Atlantischem Wasser im Inneren beobachtet, die von den unterseeischen Rückensystemen geleitet werden und in den schmalen Passagen, wie der Framstraße, rezirkulieren. Abbildung 7 zeigt schematisch die oberflächennahe Zirkulation innerhalb des tiefen Europäischen Nordmeers, des Gebietes von Interesse in dieser Arbeit. Die verschiedenen Zweige des einströmenden Atlantischen Wassers fließen nördlich des Grönland-Schottland-Rückens (Greenland Scotland Ridge) im Norwegen-Atlantik-Strom (Norwegian Atlantic Current) auf verschiedenen Pfaden entlang des norwegischen Schelfs nach Norden (Rossby et al., 2009). Der östliche Zweig überquert das Vøring-Plateau, der westliche umrundet das Lofoten-Becken entlang des Mohnrückens und weiter im Norden treffen die beiden Zweige wieder zusammen und setzen ihren Weg fort (Nilsen und Nilsen, 2007). Die Strömung nennt sich hier Westspitzbergenstrom (West Spitsbergen Current) und ein Teil zweigt nun nach Osten in die Barentssee ab (Rudels et al, 1999). Beim Erreichen der Framstraße verzweigt sich die Strömung wiederum; ein Zweig setzt seinen Weg durch den Arktischen Ozean fort, der andere rezirkuliert innerhalb des EN (Quadfasel et al., 1987; Rudels et al., 1999). Beide Zweige treffen im nordwestlichen EN wieder zusammen. Dort schichten sie sich im Ostgrönlandstrom (East Greenland Current) unter dem kalten und salzarmen oberflächennahen Wasser aus dem Arktischen Ozean ein (Rudels et al., 2002; Rudels et al., 2005). Der Ostgrönlandstrom schließt die zyklonale Zirkulation des EN im Westen entlang des grönländischen Schelfs, bis er das Gebiet über die Dänemarkstraße in den subpolaren Nordatlantik verlässt. Entlang des Weges

zweigen Teile der Strömung ins Innere des EN ab; zum einen entlang der Jan-Mayen-Bruchzone (Jan Mayen Fracture Zone) an der südlichen Planke des Grönlandsee-Wirbels, zum anderen in der Islandsee mit dem Ostisländischen Strom (East Icelandic Current)(Blindheim,1990; Blindheim und Rey, 2004).

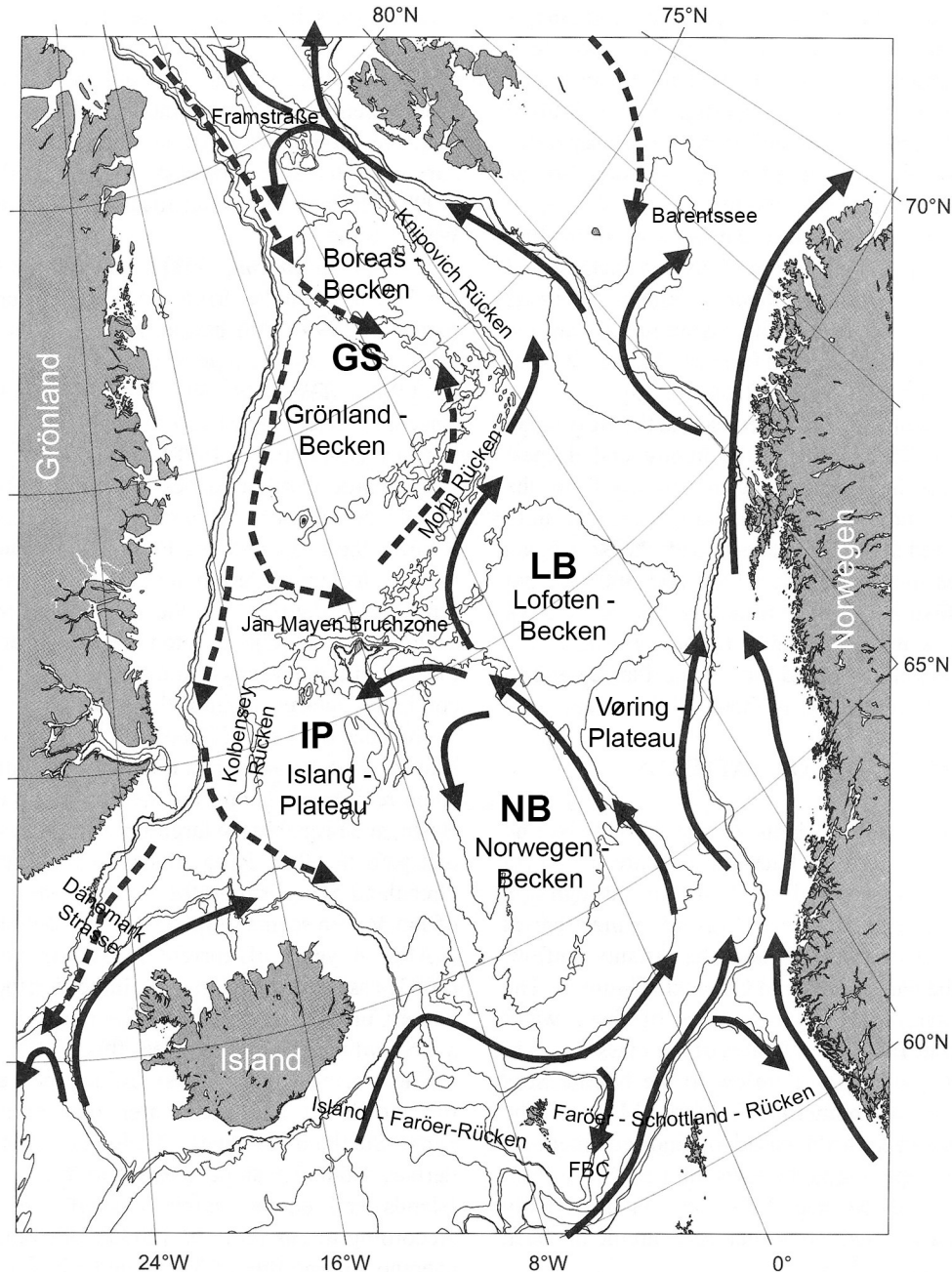


Abbildung 7: Anhand einer Karte des Europäischen Nordmeers aus Blindheim und Østerhus (2005) sind hier alle in dieser Arbeit benutzen Bezeichnungen dargestellt. Durchgezogene Pfeile zeigen die Ausbreitung des Atlantischen Wassers, gestrichelte Pfeile die Ausbreitung des Polaren Wassers. NB steht für Norwegen-Becken, LB für Lofoten-Becken, GS für Grönlandsee, IP für Island-Plateau und FBC für Färøer-Bank-Kanal (Farøe Bank Channel).

Die Zirkulation in mittleren und großen Tiefen verläuft in weiten Teilen parallel zu der oberflächennahen Zirkulation. Aber es gibt einige entscheidende Unterschiede.

Aufgrund der Schwellentiefe von etwa 2600 m in der Framstraße breitet sich unter dem arktischen Oberflächenwasser auch Wasser aus mittleren bis großen Tiefen vom Arktischen Ozean im EN aus, sowohl entlang des ostgrönländischen Schelfs als auch entlang der unterseeischen Rückensysteme im Inneren (Rudels et al., 2012). Der Austausch zwischen Nordmeer und subpolarem Nordatlantik ist aber durch den Grönland-Schottland-Rücken auf die oberen 600 – 850 m der Wassersäule beschränkt. Daher kann zum Ausgleich des Einstroms von Atlantischem Wasser nur das kalte und sehr salzarme Wasser des Ostgrönlandstroms und darunter liegende Wassermassen, die die Höhe des Rückens erreichen, das Gebiet nach Süden verlassen (Rudels et al. 2002). Das Polare Wasser strömt in erster Linie im westlichen Teil der Dänemarkstraße in den Atlantik. Das Overflow-Wasser fließt in den tiefsten Passagen der Dänemarkstraße und des Island-Färöer-Rückens und durch den Färöer-Bank-Kanal in den Atlantik (Quadfasel und Käse, 2007). Alle darunter liegenden Wassermassen zirkulieren nur innerhalb des Arktischen Mittelmeers (Rudels et al., 2012).

Die Besonderheiten der Zirkulation im Inneren des tiefen Europäischen Nordmeers wurden vor kurzem auch anhand der Driftwege von profilierenden Argo-Floats analysiert (Voet et al., 2010). Da die Floats fast ausschließlich auf 1000 m Tiefe treiben, ist die aus ihren Positionen abgeleitete Zirkulation diejenige der mittleren Tiefen. Auch in dieser Untersuchung zeigt sich, dass die Zirkulation im Inneren des Gebiets stark an die Bodentopographie mit den vier tiefen Becken gekoppelt ist (Abbildung 8). Die Zirkulation über den Becken ist zyklonal, wie auch die Zirkulation im Randstrom, mit schwachen Strömungen im Inneren der Becken und stärkeren entlang der Berandung der Becken. Für das Grönlandsee-Becken und das Norwegen-Becken lässt sich außerdem die saisonale Variabilität der Strömungsgeschwindigkeiten gut durch die Variabilität im Windfeld erklären.

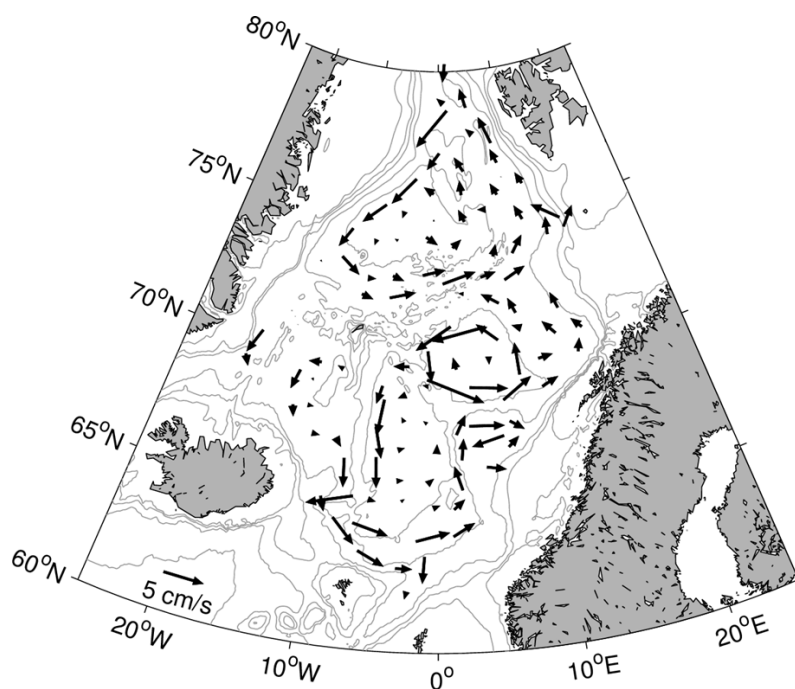


Abbildung 8: Mittlere Zirkulation im Europäischen Nordmeer in mittleren Tiefen berechnet aus den Positionsdaten von profilierenden Argo-Floats aus dem Zeitraum 2001-2009 (aus Voet et al., 2010).

2.4 Wassermassentransformation im Arktischen Mittelmeer

Im Arktischen Mittelmeer kommt es ausgelöst durch starke Auftriebsflüsse (buoyancy fluxes) an der Grenzfläche Ozean-Eis-Atmosphäre und durch Vermischung mit den Wassermassen des Arktischen Ozeans zur Transformation des Atlantischen Wassers. Abkühlung, Süßwasserverlust durch Verdunstung, Süßwassereintrag durch Niederschlag und von Flüssen der umgebenden Kontinente wie auch der saisonale Zyklus von Bildung und Schmelzen von Meereis tragen zur Dichteveränderung des oberflächennahen Wassers bei. Dabei wird das Atlantische Wasser vornehmlich in zwei Komponenten transformiert: leichtes Polares Wasser und schweres Tiefenwasser.

Durch Vermischung des Atlantischen Wassers mit Süßwasser auf den flachen Schelfen des Arktischen Mittelmeers entsteht leichtes und salzarmes Polares Wasser, das den gesamten Arktischen Ozean und das westliche EN bedeckt. Auch der Einstrom salzarmen Wassers in die Region durch die Beringstraße sowie der saisonale Zyklus von Gefrieren und Schmelzen tragen zur Struktur und Charakteristik des Polaren Wassers bei. Das Polare Wasser verlässt die Region in den Atlantischen Ozean durch den Kanadischen Archipel und mit dem westlichen Randstrom des EN, dem Ostgrönlandstrom, durch die Dänemarkstraße (Rudels, 1995).

Durch Abkühlung und Eintrag von Salzlake, welche während der Eisbildung ausfällt, vergrößern sich die Dichte des oberflächennahen Atlantischen Wassers. Dies führt zu starker vertikaler Vermischung. Hierdurch werden die Wassermassen in mittleren bis großen Tiefen erneuert.

Schelfrand-Konvektion (slope convection)

Im Arktischen Ozean und in der Barentssee wird dichtes Wasser während des Winters auf den ausgedehnten Schelfgebieten gebildet. Unten dem Einfluss des Windes und starker Gezeitenströmungen entstehen dort vor der Küste eisfreie Gebiete (Polynyas), in denen das Oberflächenwasser stark abgekühlt wird. Bei einsetzender Eisbildung wird die Dichte des oberflächennahen Wassers dann maßgeblich über den Eintrag von Salzlake aus dem Eis vergrößert. Dies führt zum Absinken des Wassers und zum Aufsteigen von darunter liegendem Wasser. Wenn das Eis aus dem Gebiet wegtransportiert wird, kann der Kreislauf mit weiterer Abkühlung und Eisbildung von neuem beginnen. So werden dichte und salzreiche Wassermassen produziert, die sich am Boden der Schelfgebiete ansammeln und dann über den Kontinentalabhang absinken. Auf dem Weg in größere Tiefen vermischen sie sich in erster Linie mit den Atlantischen Wassermassen. Dies bedingt einen Anstieg von Temperatur und Salzgehalt. Die so gebildeten Wassermassen schichten sich letztendlich entsprechend ihrer Dichte in mittleren Tiefen des Arktischen Ozeans ein. Der zugrundeliegende Prozess wird Schelfrand-Konvektion genannt (slope convection); detaillierte Beschreibungen des Prozesses für den Arktischen Ozean finden sich bei Rudels und Quadfasel (1991), Rudels (1995) und für die Barentssee bei Schauer et al. (2002) und Årthun et al. (2011). Abbildung 9 fasst die wesentlichen Merkmale zusammen.

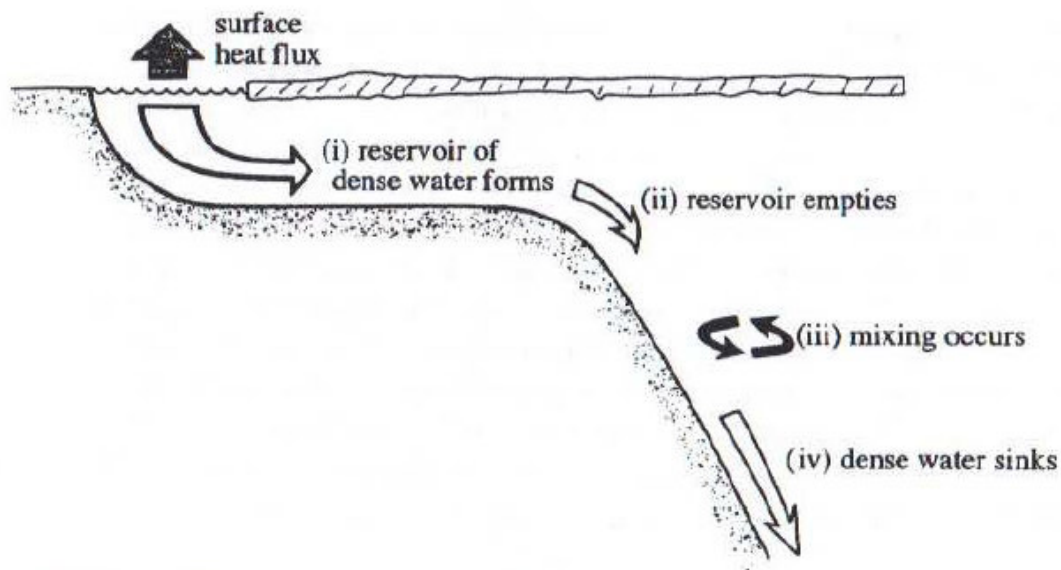


Abbildung 9: Idealisiertes Diagramm zur Schelfrandkonvektion: durch Wärmeverluste (surface heat flux) an die Atmosphäre in eisfreien Gebieten vor der Küste bildet sich (i) ein Reservoir von schwerem Wasser auf dem Schelf. Die Dichte wird zusätzlich durch den Eintrag von Salzlake vergrößert (siehe Text; hier nicht dargestellt). (ii) Das Wasser des Reservoirs strömt den Schelfrand hinunter und (iii) vermischt sich dabei mit tieferen Schichten. (iv) Aufgrund der hohen Dichte sinkt das Wasser in große Tiefen (Abbildung aus Carmack, 1990).

Tiefe Konvektion im offenen Ozean (open-ocean deep convection)

Im EN werden Wassermassen großer Dichte durch tiefreichende Konvektion im offenen Ozean gebildet. Dieser Prozess wird nur an wenigen Plätzen des Weltozeans beobachtet, da er an fein abgestimmte Bedingungen gekoppelt ist (preconditioning; Helland-Hansen und Nansen (1909); Killworth, 1983; Marshall und Schott, 1999). Dazu gehört eine zyklonale Rotation des Windfeldes, die eine zyklonale Zirkulation im Ozean induziert. Diese finden wir über den tiefen Becken vor. Dadurch kommt es zu einer Aufwölbung der Isopyknen im Inneren des Wirbels (doming). Dies hat zur Folge, dass Wassermassen mit relativ großer Dichte in Kontakt mit der Atmosphäre kommen, also der Dichtegradient von Oberfläche zu größerer Tiefe relativ gering ist. Außerdem führt die Zirkulation zu langen Verweilzeiten der Wassermassen im Inneren der Wirbel. Als weitere Bedingung sind starke negative Auftriebsflüsse nötig, die auf die Wassermassen im Inneren des Wirbels wirken. So kann sich die Dichte der Wassermassen nahe der Oberfläche vergrößern, was dazu führt, dass vertikale Vermischung einsetzt. Oberflächenwasser sinkt ab und zum Ausgleich steigt darunter liegendes Wasser auf, welches dann wiederum im Austausch mit der Atmosphäre an Dichte gewinnt. Dabei kommt es zur schrittweisen Vertiefung einer homogenen Schicht von der Meeresoberfläche bis in mittlere bis große Tiefen. Die maximale Tiefe am Ende des Winters wird als Konvektionstiefe bezeichnet.

Obwohl die winterlichen Auftriebsflüsse an der Oberfläche auf einen abgeschlossenen Wasserkörper wirken, sind kleinskalige Variationen im Inneren eines Wirbels ein typisches Phänomen dieser Art von Konvektion (Schott et al., 1993; Marshall und Schott, 1999). Daraus resultieren Variationen der Konvektionstiefe innerhalb eines Winters von bis zu einigen Hundert Metern. In der Grönlandsee

wurden außerdem besondere isolierte Strukturen beobachtet, die so genannten Schlote (chimneys; Killworth, 1983). Ausgelöst durch negative Auftriebsflüsse an der Meeresoberfläche kommt es zu diapkyknischer Vermischung von Polarem Oberflächenwasser und darunter liegendem, modifiziertem Atlantischem Wasser. Die darauf folgende geostrophische Anpassung führt zur Ausbildung von mesoskaligen antizyklonalen Wirbeln. Die Chimneys zeichnen sich durch eine in der antizyklonalen Zirkulation eingeschlossene Wassersäule von etwa 5 -15 km Durchmesser aus. Bedingt durch die Rotation findet sich im Inneren eine deutlich tiefere, homogene Wassersäule als in der Umgebung (beobachtet wurde eine im Vergleich zur Umgebung, zwischen 400 und 1000 m tiefere durchmischte Schicht). Außerdem zeigte sich, dass diese Strukturen, nur oberflächennah überdeckt von umgebendem Wasser, wiederholt den Sommer überlebten und dann im folgenden Winter in besonderer Weise für tiefe Konvektion preconditioniert waren. Dies erklärt, warum sie zum Teil mehrere Jahre überlebten (Gascard et al., 2002; Budéus et al., 2004).

Nach Ende der Konvektion wird im folgenden Frühjahr und Sommer die Schichtung der Wassersäule wieder hergestellt. Zum einen dadurch, dass sich die erneuerten Wassermassen entsprechend ihrer Dichte isopyknisch vom Inneren des Wirbels bis in die Umgebung ausbreiten und darüber Wassermassen aus der Umgebung in den Wirbel eindringen. Zum anderen durch sommerliche Erwärmung der oberflächennahen Schichten. In der Grönlandsee und im Norwegen-Becken wird dies unterstützt durch ein saisonales Signal im Windantrieb, das dazu führt, dass das Doming im Sommer schwächer als im Winter ausgeprägt ist (Voet et al., 2010).

Die drei Phasen der Konvektion und ihre typischen Raumskalen sind in Abbildung 10 dargestellt. Während das Preconditioning großskalig stattfindet (in einem Gebiet von etwa 100 km Durchmesser, 10 a), erfolgt die tiefe Konvektion in lokalen Strukturen (den Plumes, 10 b) mit einem Durchmesser von nur etwa 1 km und nach der Konvektion kommt es zu lateralem Austausch zwischen der Konvektionsregion (dem sogenannten mixed patch, bestehend aus einer Region von Plumes) und der Umgebung auf einer Skala von einigen 10 km (10 c) (Marshall und Schott, 1999).

Der Auftriebsverlust des oberflächennahen Wassers kann durch Wärmeverluste an die Atmosphäre bedingt sein; dann spricht man von thermischer Konvektion. Aber auch Eintrag von Salz kann die Dichte vergrößern; bei der sogenannten halinen Konvektion. In der Vergangenheit wurde der halinen Konvektion in der GS große Bedeutung beigemessen (Rudels und Quadfasel, 1991; Visbeck et al., 1995). Dabei kommt es im Konvektionsgebiet bei Erreichen des Gefrierpunkts an der Meeresoberfläche zu Neueisbildung aus Seewasser. Das im Eis enthaltene Salz gelangt als Salzlake (brine) in das darunter liegende Wasser und ruft, wie auch die Abkühlung, eine Vergrößerung der Dichte hervor. Die kalten und salzreichen Wassermassen sinken daraufhin ab und im Ausgleich steigen wärmere Wassermassen auf. Sie schmelzen das Eis an der Wasseroberfläche und machen weitere Wärmeverluste an die Atmosphäre möglich. Auch dieser Prozess der halinen Konvektion kann sich zyklisch wiederholen und dabei schrittweise die Wassersäule homogenisieren (Abbildung 11). Seit Beginn des 21. Jahrhunderts wird aber kaum noch Neueisbildung in der Grönlandsee beobachtet (Latarius und Quadfasel, 2010), somit spielt auch die haline Konvektion in der GS keine Rolle mehr.

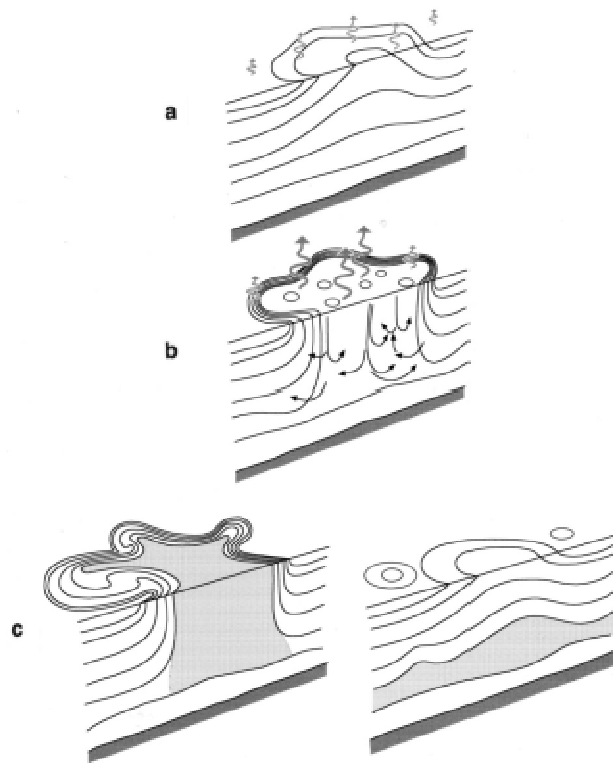


Abbildung 10: Schematische Darstellung der drei Phasen von tiefer Konvektion im offenen Ozean: (a) Preconditioning, (b) tiefe Konvektion, und (c) lateraler Austausch und Ausbreitung der erneuerten Wassermassen nach Ende der Konvektion. In (a) sind die Auftriebsflüsse an der Meeresoberfläche gekennzeichnet mit den Schlangenlinien-Pfeilen und die zugrundeliegende Schichtung ist durch die Konturlinien gezeigt. In (c) markiert die graue Fläche die durch vertikale Vermischung erneuerte Schicht (Abbildung aus Marshall und Schott, 1999).

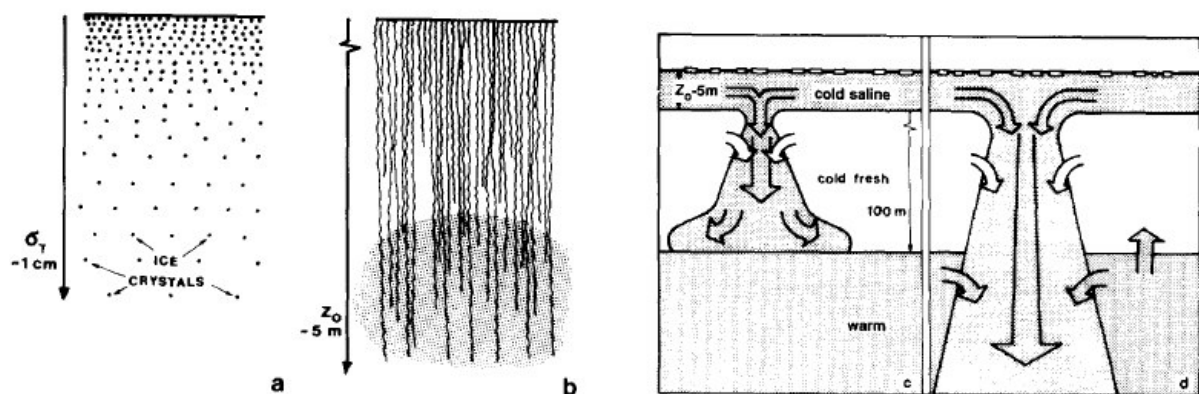


Abbildung 11: Schematische Darstellung der einzelnen Schritte der halinen Konvektion. In (a) ist δ die Eindringtiefe des Wärmeverlusts. Es wird angenommen, dass in (b) δ der Durchmesser der absinkenden Salzlaketröpfchen ist. Die Tiefe der laminaren Konvektion ist z_0 . Abbildung aus Rudels und Quadfasel (1991).

Zu den wenigen Regionen des Weltozeans, in denen tiefreichende Konvektion beobachtet wird, gehören neben der Grönlandsee auch die Labradorsee und Irmingersee des subpolaren Nordatlantiks (siehe Abschnitt 2.2).

Insgesamt hängt die Tiefe der Konvektion ab von der Stärke des zyklonalen Wirbels, der Größe und Kontinuität der Oberflächenflüsse und der Anfangsschichtung im

Inneren des Wirbels. Obwohl im Europäischen Nordmeer der Windantrieb und die Oberflächenflüsse über allen vier Becken günstige Bedingungen für Konvektion schaffen, wird nur in der Grönlandsee tiefreichende Konvektion beobachtet. Dafür ist die im Vergleich zu den anderen Becken über die gesamte Wassersäule sehr schwache Schichtung verantwortlich. Die winterliche Vermischung in den anderen Becken erreicht maximal 500 m im Lofoten-Becken. Obwohl dies mitnichten als tiefreichende Konvektion im offenen Ozean zu bezeichnen ist, hat es doch Bedeutung in Hinblick auf die Transformation von Atlantischem Oberflächenwasser zu Overflow-Wasser. Dies wird im 4. Abschnitt dieser Arbeit ausführlich behandelt.

Lateraler Austausch zwischen tiefen Becken und Randstrom

Durch lateralen Austausch zwischen den tiefen Becken im Inneren des EN und dem Randstrom entsteht ein in erster Näherung stabiles System. Wärmeverluste der Becken an die Atmosphäre werden kompensiert durch lateralen Eintrag von Atlantischen, warmen Wassermassen. Andersherum werden die Wassermassen im Randstrom durch lateralen Austausch mit den Becken abgekühlt. (Der weitere Verlauf der Arbeit zeigt, dass im Gegensatz dazu ein Austausch zwischen salzarmen und salzreichen Wassermassen in erster Linie zwischen den verschiedenen Schichten der Wassersäule stattfindet. Flüsse zwischen Ozean und Atmosphäre spielen eine untergeordnete Rolle).

Wie die Beschreibung der Zirkulation im EN gezeigt hat, wird der laterale Austausch nicht mit den großskaligen Strömungssystemen bewerkstelligt. Wie im Folgenden dargestellt zeigen wenige Einzelbeobachtungen wie auch Modelluntersuchungen, dass dieser Austausch über mesoskalige Wirbel stattfindet. Eine Quantifizierung war bisher aber nicht möglich, da mesoskalige Strukturen mit klassischen hydrographischen Aufnahmen nicht oder nur zufällig erfasst werden. Auch realistische Modellsimulationen (d.h. mit einer Auflösung von wenigen Kilometern) wurden in Hinblick auf diesen Prozess bisher nur ansatzweise durchgeführt und sind nicht veröffentlicht. Zu guter Letzt kann zur Beobachtung dieses Prozesses auch der Float-Datensatz aus dem EN keine neuen Erkenntnisse beitragen, da mesoskalige Strukturen nicht aufgelöst werden (siehe Abschnitt 3.1.6). Es soll hier nichts desto trotz der Versuch unternommen werden, Einblick in den Prozess zu geben, da er für das Verständnis des Gesamtsystems von Bedeutung ist.

Winterliche hydrographische Beobachtungen in der westlichen GS zusammen mit Daten von Rafos-Floats zeigen die mesoskalige Struktur im Inneren des Beckens (Abbildung 12) (Lherminier et al., 1999). Aus der Untersuchung geht hervor, dass die Auflösung dieser Strukturen nur möglich war durch die Kombination der verschiedenen Daten. Die beobachteten kalten und warmen Wirbel haben eine horizontale Ausdehnung von etwa 20 km.

Abbildung 13 zeigt eine Momentaufnahme der Modellsimulationen mit der hochauflösenden Version des MITgcm Modells (horizontale Auflösung: 4 km). Anhand der Abbildung kann die Bildung von Wirbeln an der Front zwischen Ostgrönlandstrom und Grönlandsee und der Transport von polaren Wassermassen mit den Wirbeln ins Innere der Grönlandsee nachvollzogen werden (Nuno Serra, pers. Mitteilung 2010).

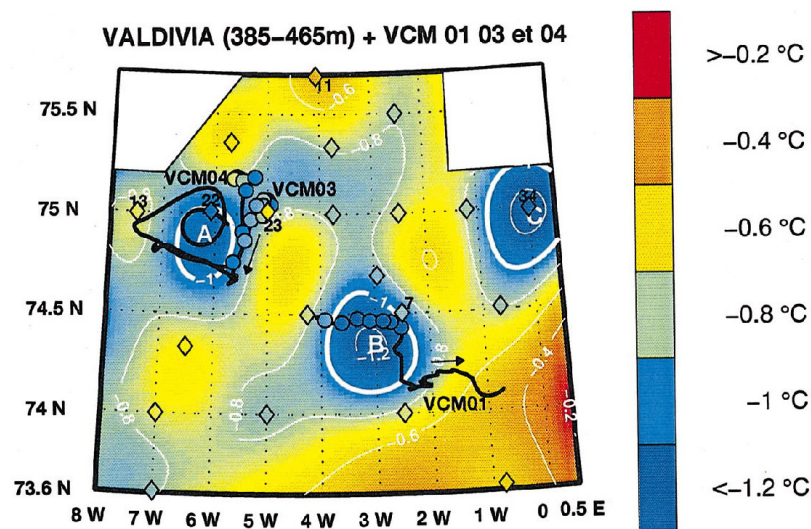


Abbildung 12: Horizontale Verteilung der potentiellen Temperatur in etwa 420 m Tiefe, abgeleitet aus CTD- und Rafos-Float-Beobachtungen vom Winter 1994 in der GS. Außerdem enthalten sind die Tracks von 2 Rafos-Floats (schwarze Linien) und ihre Temperaturmessungen (in Kreisen). Auf 75 °N entspricht der Abstand zwischen zwei Breitenkreisen etwa 30 km. (Abbildung aus Lherminier et al., 1999).

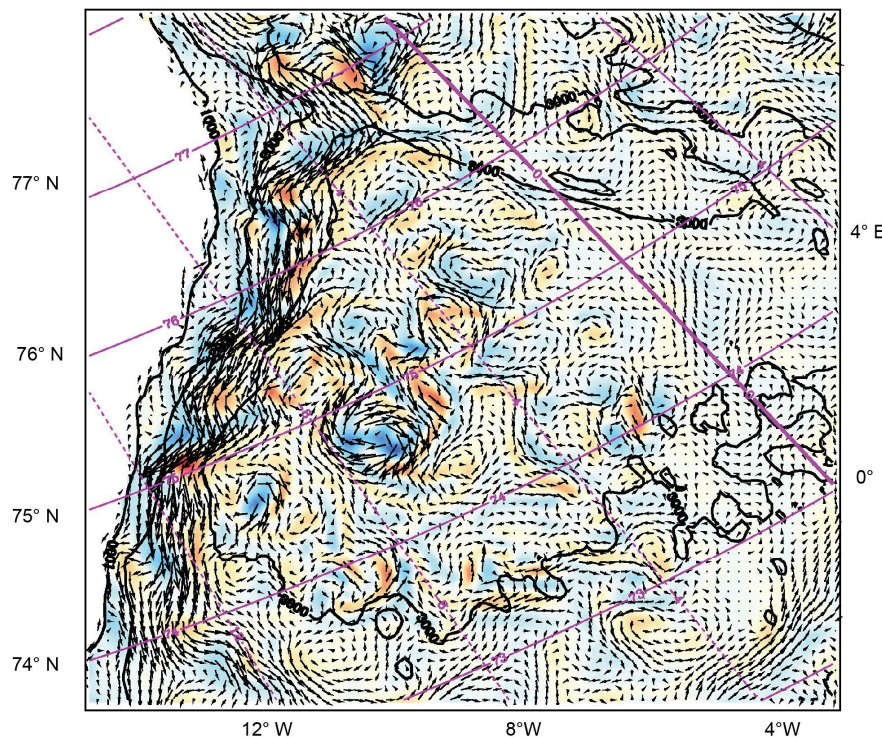
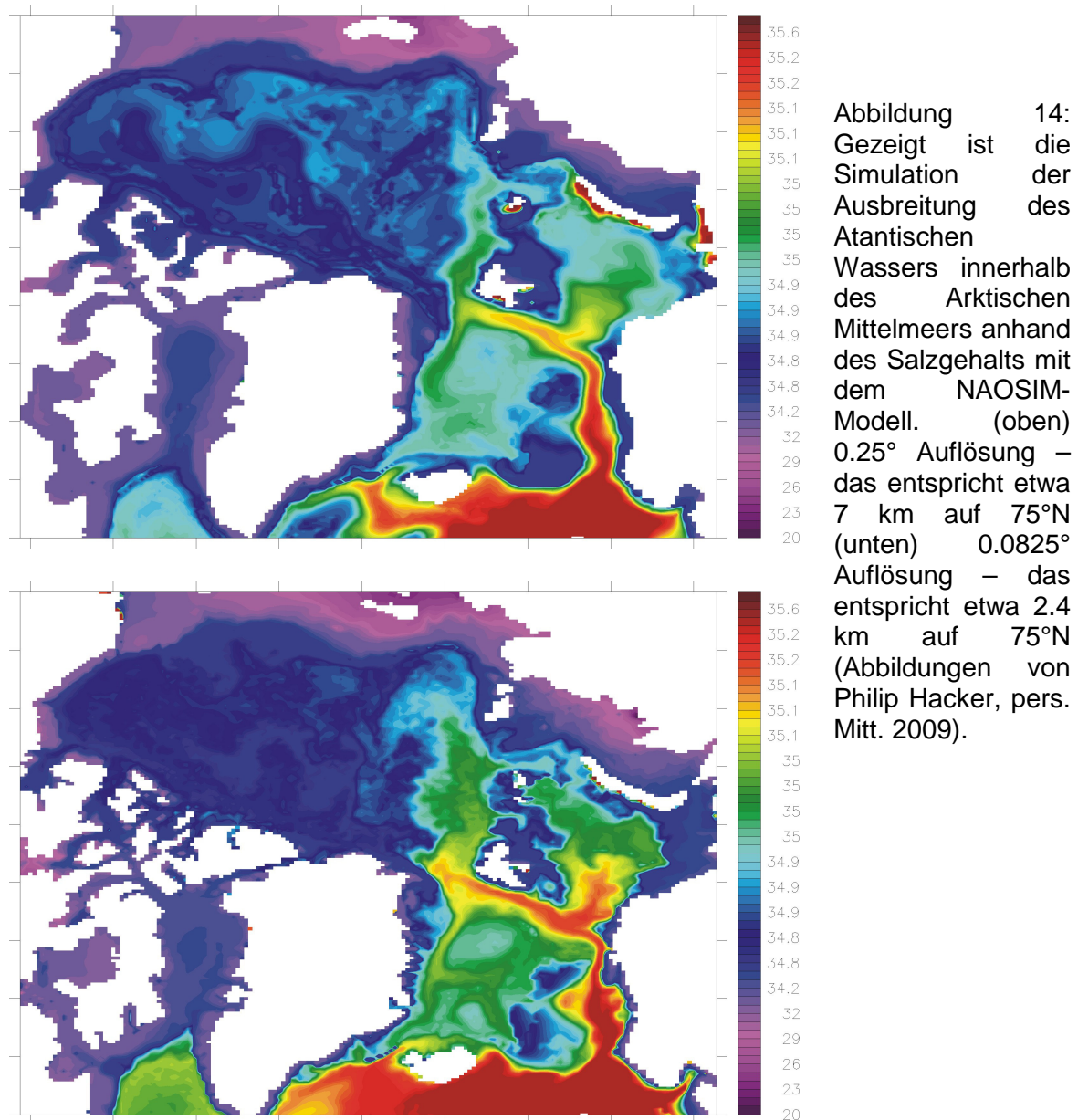


Abbildung 13: Momentaufnahme aus der GS der MITgcm-Modellierung mit 4 km horizontaler Auflösung. Farbe: relative Vorticity (rot - positiv, blau – negativ). Die Pfeile zeigen die Geschwindigkeit in 500 m Tiefe (Nuno Serra, pers. Mitteilung 2010).

In den Modellsimulationen mit NAOSIM (Philip Hacker, pers. Mitt. 2009) wird deutlich, dass bei höherer horizontaler Modellauflösung der Austausch zwischen Randstrom und inneren Becken sowohl im EN als auch im Arktischen Ozean verstärkt ist. Abbildung 14 zeigt die Ausbreitung des Salzgehalts der atlantischen Schicht im EN und Arktischen Ozean. Erst bei einer horizontalen Auflösung von 0.0825° (entspricht 2.4 km auf 75°N) sind die Rezirkulation des Atlantischen Wassers innerhalb des EN und die wirbelhafte Struktur der Fronten zwischen Randstrom und Becken ansatzweise zu erkennen.

Spall (2011) untersucht mit Hilfe einer Kombination aus einem hochauflösenden Ozean-Zirkulationsmodell und einem einfachen Konzeptmodell den Wärmetransport

und die Umwälzzirkulation in Randmeeren wie dem Europäischen Nordmeer. Seine Analysen zeigen, dass in Randmeeren gebildete mesoskalige Wirbel eine entscheidende Rolle für den mittleren meridionalen Wärmetransport und die meridionale Umwälzzirkulation spielen. Eine Balance zwischen den ozeanischen Wärme-flüssen durch Wirbel und den Wärmeverlusten an die Atmosphäre bestimmt die im Randmeer stattfindende Transformation von Wassermassen.



Die Entwicklung der Vorstellungen zur Wassermassentransformation im Europäischen Nordmeer

1909 veröffentlichten Helland-Hansen und Nansen die Ergebnisse ihrer ozeanographischen Expeditionen ins EN in den vorangegangenen Jahren. In ihrer Arbeit „The Norwegian Sea“ wurde die Region zum ersten Mal ausführlich und mit großer Genauigkeit beschrieben. Auch die ersten Beobachtungen von kaltem

Tiefenwasser in der Grönlandsee stammen aus diesen Untersuchungen und darauf basierend veröffentlichte Nansen (1906) seine Vorstellung von der Bildung von Grönlandsee-Tiefenwasser (Greenland Sea Deep Water - GSDW), die sich in einer homogenen Wassersäule von der Oberfläche bis in große Tiefen zeigt. Diese Arbeiten bildeten für lange Zeit den Grundstock des Wissens zur Wassermassentransformation im Arktischen Mittelmeer und bewirkten, dass sich noch in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts die Untersuchungen zur Wassermassentransformation im EN auf Konvektion in der Grönlandsee konzentrierten. Es gelang aber während einer Vielzahl von Expeditionen nicht, eine homogene Wassersäule bis in Bodennähe zu beobachten. Innerhalb des Greenland Sea Project (GSP) wurden die Untersuchungen zur Konvektion in der Grönlandsee in internationaler Zusammenarbeit ausgebaut. Dabei wurde 1987-1988 Konvektion bis in 1250 m Tiefe beobachtet (Rudels et al., 1989) und 1989 Konvektion in Tiefen bis unterhalb 2000 m (GSP Group, 1990). Aber es gelang nie, das Ereignis der aktiven Konvektion direkt zu beobachten. Stattdessen wurden anhand der vorgefundenen transformierten und nahezu homogenen Wassersäule Rückschlüsse auf die Konvektionstiefe gezogen.

Veränderungen in der Charakteristik der Tiefenwassermassen gaben Anlass zu der Vermutung, dass es im Arktischen Mittelmeer eine zweite Quelle für Tiefenwasser gibt. Als solche wird von Aagaard et al. (1985) und Rudels (1986) der Prozess der Schelfrandkonvektion beschrieben. Auch diese Vorstellung basiert auf einer Idee von Nansen (1906), die er anhand seiner damaligen Beobachtungen entwickelte. Abbildung 15 gibt eine Zusammenfassung des Zirkulationssystems des Arktischen Mittelmeers, in der sowohl Konvektion im offenen Ozean als auch Schelfrandkonvektion eine Rolle spielt (Aagaard et al., 1985). Danach ist die tiefreichende Konvektion in der Grönlandsee verantwortlich für die Erneuerung von Wassermassen in den großen Tiefen des Arktischen Mittelmeers, die Schelfrandkonvektion führt zur Erneuerung der Wassermassen des Arktischen Ozeans bis in mittlere Tiefen und der Overflow in den Nordatlantik wird hauptsächlich gespeist aus der flacheren Konvektion in der Islandsee.

Bis in die Gegenwart hinein gelingt es nach Nansen (1906) nur ein einziges Mal, Konvektion bis in Bodennähe in der Grönlandsee zu beobachten (Bogorodsky et al., 1987). Die extremen winterlichen klimatischen Bedingungen mit hohen Windgeschwindigkeiten, Eisgang und Lufttemperaturen weit unter dem Gefrierpunkt machen Messungen vom Schiff aus zu dieser Jahreszeit fast unmöglich. So stützen sich viele Untersuchungen in der folgenden Zeit auf die Interpretation von sommerlichen Beobachtungen zur Hydrographie (Ronski und Budéus, 2005; Budéus und Ronski, 2009; Karstensen et al., 2005) wie auch auf die Interpretation von Verteilung und Konzentration transienter Tracer (Schlosser et al., 1991; Bönisch und Schlosser, 1995; Bönisch et al., 1997). Es zeigt sich, dass die Tiefe der Konvektion in der Grönlandsee großen Schwankungen unterliegt.

Auch als eine mögliche Quelle für den Overflow in den Nordatlantik wird die Grönlandsee zusehends in Frage gestellt. Mauritzen (1996) berechnet auf der Basis von hydrographischen und Tracer-Messungen mithilfe eines Invers-Modells, dass die Transformation innerhalb des Norwegen-Atlantikstroms ausreicht, um Atlantische Wassermassen in Overflow-Wassermassen umzuformen. Entscheidend ist dabei, dass der Dichtezuwachs auf die Atlantische Schicht in den oberen 600 – 700 m beschränkt bleibt. Dies ist durch einen deutlichen Dichtegradienten zu dem darunter

liegenden Arktischen Zwischenwasser gegeben. Ohne diese Abgrenzung würde sich der Dichtezuwachs an der Oberfläche auf die gesamte Wassersäule verteilen und der Nettoeffekt wäre klein (Nilsen und Falck, 2006). Mauritzen entwickelte in ihrer Untersuchung ein alternatives Zirkulationsschema, bei dem die drei Overflow-Regionen von drei voneinander abgegrenzten Zweigen der zyklonalen Zirkulation im Arktischen Mittelmeer gespeist werden (Abbildung 16).

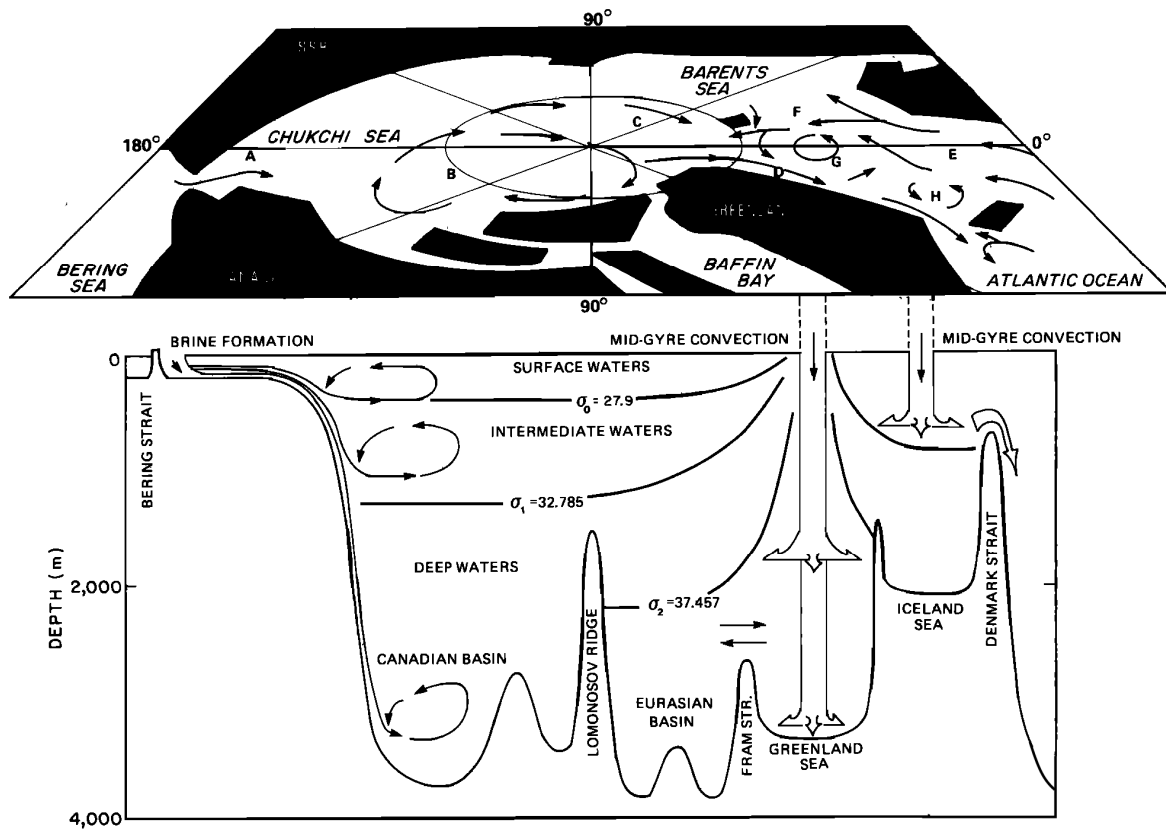


Abbildung 15: Schematische Zirkulation im Arktischen Mittelmeer (Abbildung aus Aagaard et al., 1985). Oben: oberflächennahe Zirkulation; unten: Wassermassenbildung und deren Ausbreitung.

Wenn auch ihre Untersuchung zeigt, dass durch die Transformation im östlichen EN die Dichte des Overflow-Wassers bereits erreicht wird, so stimmt aber die Temperatur- und Salzgehaltscharakteristik nicht mit der des Overflow überein. Hierfür ist die Transformation in anderen Regionen von Bedeutung.

Untersuchung zur Transformation von Isachsen et al. (2007) anhand von klimatologischen Hydrographie-Daten an der Meeresoberfläche und Atmosphäre-Ozean-Fluss-Daten aus Reanalyse-Modellen bestätigen die Bedeutung des östlichen EN für den Dichtezuwachs des Atlantischen Wassers. Die Studie zeigt außerdem, dass der saisonale Zyklus von Bildung und Schmelzen von Meereis bei der Transformation eine untergeordnete Rolle spielt.



Abbildung 16:
Alternatives
Zirkulationsschema zur
Speisung der Overflows zum
Nordatlantik (Abbildung aus
Mauritzen, 1996). Besondere
Bedeutung hat der
Wärmeverlust des
Randstroms innerhalb des
östlichen Europäischen
Nordmeers.

Jónsson und Valdimarsson (2004) messen der Islandsee eine entscheidende Rolle bei der Produktion von Wasser zur Speisung des Dänemarkstraßen-Overflows bei. Sie stützen sich dabei auf die zweimalige Beobachtung (November 2001 und November 2002) einer Strömung nordwestlich von Island, deren Ursprung anhand von hydrographischen Daten in der Islandsee ausgemacht werden kann. Hochauflösende Messungen von Hydrographie und Geschwindigkeit nördlich von Island im Oktober 2008 und August 2009 zeigen, dass der sogenannte Nordisländische Jet (North Icelandic Jet) etwa die Hälfte des Volumens zum gesamten Overflow-Transport in der Dänemarkstraße beiträgt (Våge et al., 2011). Im Gegensatz dazu zeigen die Auswertungen von Verankerungsdaten aus der Dänemarkstrasse aus dem Zeitraum 1996 und 2011 (Jochumsen et al., 2012), dass der Beitrag aus der Islandsee in erster Linie in der tiefsten und dichtesten Schicht des Overflow dominiert (70% Arktisches Wasser), während der flachere Overflow hauptsächlich Wasser aus rezirkulierten Atlantischen Quellen enthält (30% Arktisches Wasser).

Im Gegensatz zu diesen prozessorientierten Untersuchungen wurden auch eine Reihe von Budgetkalkulationen veröffentlicht. In diesen geht es in erster Linie darum, die Gesamttransformation innerhalb des betrachteten Gebiets abzuschätzen. Mithilfe von direkten Strömungsbeobachtungen über Zu- und Ausstrom aus dem Gebiet und Informationen über die Oberflächenflüsse von Wärme (und teilweise auch Süßwasser) über dem Gebiet kann dabei auf die Transformation im Inneren geschlossen werden. Simonsen und Haugan (1996) geben eine Übersicht über Volumen- und Wärmebudgets für den Arktischen Ozean und das EN. Basierend auf den ihrer Einschätzung nach besten Transportabschätzungen zwischen dem

Arktischen Mittelmeer und den angrenzenden Meeresgebieten aus der Literatur und der besten Parametrisierung für die atmosphärischen Flüsse entwickeln sie eigene Volumen- und Wärmebudgets mithilfe eines Invers-Box-Modells. Ergebnis ihrer Untersuchung ist, dass etwa 74 % des Gesamtwärmeverlustes des Arktischen Mittelmeers im EN stattfindet und nur etwa 26 % im Arktischen Ozean. Dabei trägt die Barentssee mehr als die Hälfte zum Wärmeverlust des EN bei.

Mit einem vergleichbaren Ansatz berechnen Oliver und Heywood (2003) Wärme- und Süßwasserflüsse durch das EN und den Arktischen Ozean. Da aber die Basis für ihre Untersuchungen ein Schnitt mit hydrographischen und Strömungsbeobachtungen ist, der von etwa 78°N im Westen nach 66°N im Osten verläuft, sind ihre Ergebnisse nur repräsentativ für den nördlich dieses Schnittes liegenden Teil des EN und Arktischen Ozean. Insofern lässt sich anhand ihrer Untersuchung keine vergleichbare Aussage zu den Wärmeverlusten der beiden Regionen machen.

Die aktuellste Untersuchung dieser Art von Segnan et al. (2011) beschränkt sich auf das EN mit Barentssee. Nach ihren Berechnungen sind die Gesamtwärmeverluste für dieses Gebiet für den Zeitraum 1990 bis 1999 etwas geringer als die von Simonsen und Haugan (1996) berechneten (200 TW im Gegensatz zu 245 TW). Dabei trägt die Barentssee mit 37%, der östliche Teil des tiefen EN mit 43%, und der westliche Teil mit 20% zu den Gesamtwärmeverlusten bei.

Problematisch an allen drei Budgetkalkulationen ist die Tatsache, dass die eingegangenen hydrographischen Daten vornehmlich aus den Sommermonaten stammen. So wird die für die Wassermassentransformation entscheidende Phase nur unzureichend (Segnan et al., 2011) oder gar nicht (Oliver und Heywood, 2003) erfasst. Des Weiteren ist die Einschätzung, welche Bedeutung einzelne Gebiete für die Transformation haben, relativ grob. Es werden hier Gebiete in ihrer Gesamtheit beurteilt, die sowohl die großskaligen zyklonalen Wirbel über den tiefen Becken als auch die Randströme entlang der Schelfe enthalten.

Nicht zuletzt steht in der jüngsten Zeit auch die Veränderung der Wassermassentransformation des EN unter sich verändernden klimatischen Bedingungen zur Diskussion (Drange et al. 2005; Skagseth und Mork, 2012). In diesem Zusammenhang wird dem zunehmenden Eintrag von Süßwasser ins Arktische Mittelmeer eine besondere Bedeutung beigemessen (Stouffer et al., 2006, Vellinga, 2005). Eine leichte Süßwasserschicht an der Meeresoberfläche kann sehr effektiv vertikale Vermischung abschwächen oder gar verhindern. Dickson et al. (2007) geben eine ausführliche Zusammenfassung über die Ausbreitungswege und die Größenordnung von Süßwasserflüssen durch arktische und subarktische Meere, basierend auf Ergebnissen von aktuellen, großskaligen Beobachtungsprogrammen in Verbindung mit Modelluntersuchungen.

Während die Untersuchung anhand einer Vielzahl von Quellen bestätigt, dass die Süßwasserflüsse in den letzten Dekaden zugenommen haben, ist aber immer noch unklar, wie und wo dies bereits die Umwälzzirkulation verändert hat bzw. in der Zukunft verändern wird. Dickson et al. (2007) und Oliver und Heywood (2003) zeigen, dass der zusätzliche Eintrag von Süßwasser bisher nicht ins Innere des EN gelangt, sondern geradewegs mit dem Ostgrönlandstrom in den subpolaren Nordatlantik transportiert wird (Abbildung 17).

Dagegen zeigen Modelluntersuchungen (Stouffer et al., 2006, Vellinga, 2005, und andere), dass eine Abschwächung der Atlantischen Umwälzzirkulation aufgrund des Eindringens von Frischwasser ins Innere des EN für die Zukunft zu erwarten ist. Es ist allerdings fraglich, wie realistisch diese Modellprognosen sind, da die Auflösung der Modelle nicht ausreicht, die Zirkulation innerhalb des EN in ihrer Struktur zu erfassen.

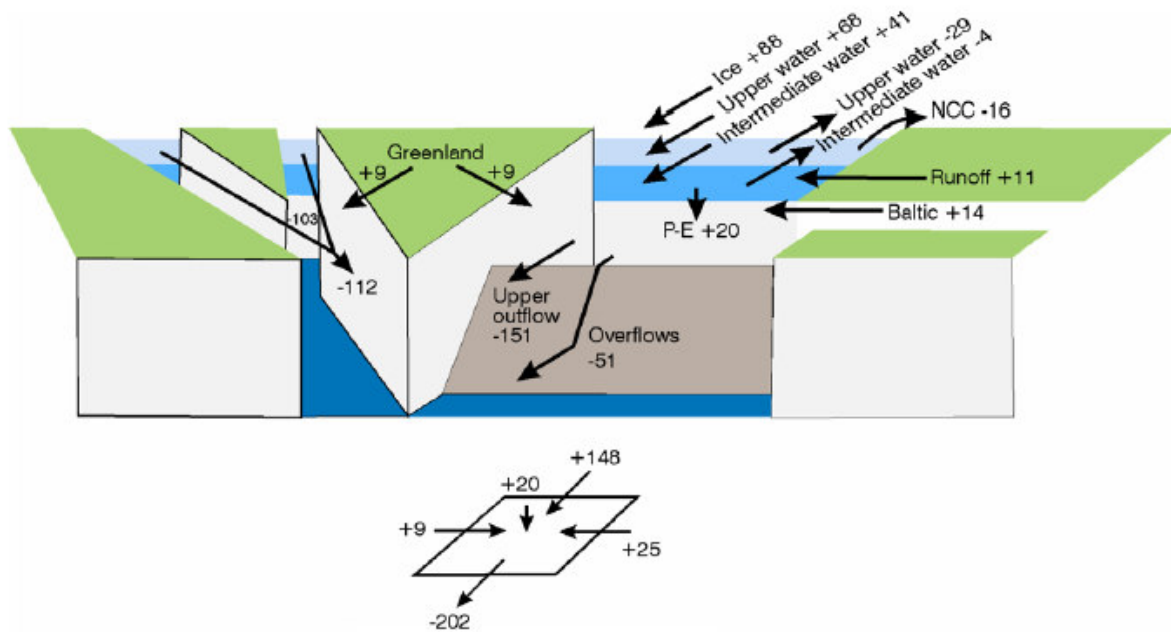


Abbildung 17:

Schematische Darstellung der Süßwasserbilanz in mSv für die subarktischen Meeresgebiete relativ zu einem Salzgehalt von 35.2 (Salzgehalt des salzreichsten Einstroms von Atlantischem Wasser). Die Nettosüßwasserbalance des EN ist zusammengefasst im Diagramm unter der Abbildung (aus Dickson et al., 2007).

Peterson et al. (2006) analysierten Veränderungen im arktischen und subarktischen Süßwasserzyklus in Verbindung mit der Verstärkung der Nordatlantischen Oszillation (NAO) und steigenden Lufttemperaturen. Sie unterscheiden drei Phasen seit 1950 (Abbildung 18). Von 1950 bis 1965 befand sich der NAO in einer negativen Phase und nahm kontinuierlich ab. Die Speicherung von Süßwasser im subpolaren Nordatlantik nahm ab und blieb unverändert im EN. Gleichzeitig sammelte sich Süßwasser im Arktischen Ozean an. Von 1965 bis 1995 stieg der NAO an zu einer anhaltenden positiven Phase und die globalen Lufttemperaturen an der Meeresoberfläche (SAT- surface air temperature) begannen zu steigen. Gleichzeitig nahm die Speicherung von Süßwasser im subpolaren Nordatlantik zu; im EN stieg sie nur gering an. 1995 bis 1996 wechselt der NAO zu extrem negativen Werten, aber in der Folge stellt sich keine beständige positive oder negative Phase ein; die SAT stieg weiter. Aber, obwohl die Quellen von Süßwasser im Arktischen Ozean noch schwach ansteigen, verändert sich die Speicherung von Süßwasser im EN nicht und nimmt im subpolaren Nordatlantik sogar ab. Dies ließ sich durch Eintrag von salzreichem Oberflächenwasser in die subpolare Zirkulation und die Zirkulation im EN erklären (Hátún et al., 2005). Die Analyse von Peterson et al. (2006) zeigt, dass, obwohl kontinuierlich steigende Lufttemperaturen und Süßwassereintrag in die Arktis beobachtet werden, die Speicherung von Süßwasser im subpolaren

Nordatlantik und dem EN diesem Trend nicht folgt und stattdessen dekadische bis multidekadische Variabilität aufweist. Dies macht deutlich, dass es keinen direkten Zusammenhang zwischen dem Eintrag von Süßwasser in den Arktischen Ozean und der Menge des gespeicherten Süßwassers in den südlich davon liegenden Meeresgebieten gibt. Allein aus dieser Komponente lässt sich das Gesamtsystem nicht erklären, sondern es ist deutlich komplexer.

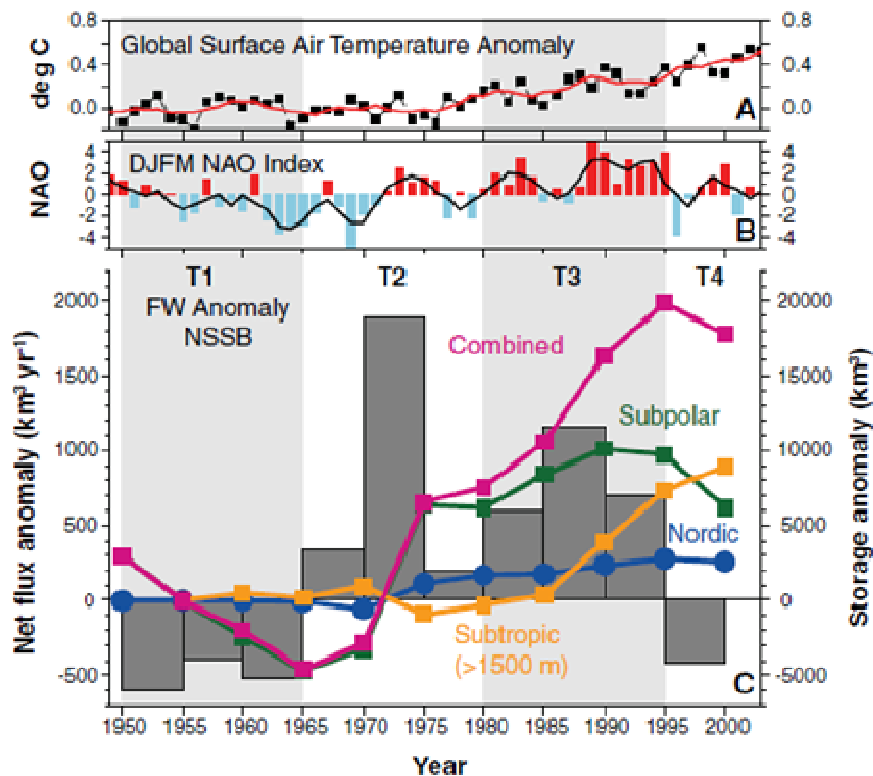


Abbildung 18: Darstellung des Zusammenhangs zwischen (A) globaler Oberflächentemperaturanomalie (schwarze Kurve und Symbole – Jahresmittel, rote Kurve – 5-Jahre gleitendes Mittel), (B) dem Winter (Dezember bis März) NAO-Index (blaue und rote Säulen – jährliche Indexwerte, schwarze Kurve – 5-Jahre gleitendes Mittel), und (C) Anomalien in der Speicherung von Süßwasser im Nordatlantik für den Zeitraum 1950 bis 2005 (Kurven: EN – blau, subpolares Becken – grün, subtropisches Becken – orange, alle Regionen kombiniert – rosa; Balken – Nettoflussanomalien, Kurven-Anomalien in der Speicherung für jeweils 5 Jahre) (aus Peterson et al., 2006).

Zusammenfassung

Dieser Rückblick in die Entwicklung der Vorstellungen zur Wassermassentransformation im Arktischen Mittelmeer erhebt keinesfalls Anspruch auf Vollständigkeit. Gezeigt werden sollte, wie sich der Blickwinkel der Untersuchungen in den vergangenen hundert Jahren verändert hat. Am Beginn des 20. Jahrhunderts stand im Vordergrund, die bis dahin kaum beobachteten hydrographischen Gegebenheiten in diesem klimatisch bedingt sehr schwer zugänglichen Meeresgebiet zu erkunden. Anhand der gemachten Beobachtungen wurden Vorstellungen über die der Wassermassentransformation zugrunde liegenden Prozesse entwickelt und es wurde nur bedingt erfolgreich versucht, diese Prozessvorstellungen mit Beobachtungen zu verifizieren. Dieses war sicher nicht nur aufgrund der klimatischen Bedingungen nur teilweise erfolgreich. Es zeigte sich

auch, dass einzelne Prozesse starken inter-annualen bis dekadischen Schwankungen unterliegen. Das macht eine kontinuierliche Beobachtung unmöglich.

Zum gegenwärtigen Zeitpunkt liegt ein Hauptaugenmerk auf der Veränderung der ozeanischen Zirkulation unter sich verändernden klimatischen Bedingungen (*climate change*). Dabei wird in den hohen Breiten dem verstärkten Eintrag von Süßwasser eine entscheidende Rolle beigemessen. Es interessieren besonders Wechselwirkungen zwischen einer sich ändernden Wassermassentransformation (und damit auch der Bereitstellung von Overflow-Wassermassen für den Nordatlantik) und der Atlantischen Meridionalen Umwälzzirkulation bzw. der Globalen Thermohalinen Zirkulation. Insbesondere die Arbeiten von Oliver und Heywood (2003), Simonsen und Haugan (1996) und Segnan et al. (2011) betrachten nicht den Prozess der Wassermassentransformation, sondern versuchen aus Beobachtungen ihren Nettoeffekt abzuschätzen. Ziel ist es hier unter anderen herauszufinden, welche Region des Arktischen Mittelmeers den größten Beitrag zur Transformation liefert. Veränderungen in dieser Region würden somit auch maßgeblich das Gesamtsystem beeinflussen. Wenngleich diese Arbeiten die Bedeutung des EN und insbesondere des östlichen Teils für die Wassermassentransformation hervorheben, so ist der Einblick doch eingeschränkt. Zum einen basieren die Untersuchungen vornehmlich auf Sommerdaten. Es wird also die Jahreszeit, in der die Transformation stattfindet, nicht explizit betrachtet. Zum anderen wird bei der Betrachtung des tiefen EN nicht unterschieden zwischen tiefen Becken und Randstrom-Regionen. Wie die vorangegangene Beschreibung der unterschiedlichen Prozesse zur Wassermassentransformation zeigt, erwarten wir aber unterschiedliche Beiträge aus den beiden Regionen.

Ziel dieser Arbeit ist es, das Bild zu vervollständigen. Die Beobachtungen mit profilierenden Floats in den tiefen Becken des EN seit 2001 lassen einen kontinuierlichen Einblick in die Entwicklung der Hydrographie und der vertikalen Vermischung zu. So ist es möglich, den saisonalen Zyklus mit monatlicher Auflösung zu beschreiben. Diese Informationen können dazu benutzt werden, sommerliche Beobachtungen in Hinblick auf die inter-annualen bis multidekadischen Entwicklungen besser einzuordnen.

Die Kombination der Float-Daten mit Oberflächenflussdaten macht die Aufstellung von Wärme- und Süßwasserbudgets möglich, die Einblick in den Beitrag der tiefen Becken zur Gesamttransformation geben. Dies stellt eine wichtige Ergänzung zu den Budgetanalysen aus der Literatur dar.

3 Hydrographie

3.1 Der Datensatz von profilierenden Argo-Floats im Europäischen Nordmeer

3.1.1 Messungen mit Argo-Floats im Europäischen Nordmeer als Teil des globalen Argo-Projekts

Zum Beginn dieses Jahrhunderts wurde das globale Argo-Projekt ins Leben gerufen (Roemmich und Owens, 2000). Ziel war es, weltweit und kontinuierlich in-situ Ozeanbeobachtungen zu erheben, um ein tieferes Verständnis über Klimavariabilität zu gewinnen und gleichzeitig die Vorhersagen zur Klimaentwicklung zu verbessern. Vorangegangen war die erste internationale Initiative zur globalen Erfassung von Beobachtungen aus dem Ozean, das *World Ocean Circulation Experiment* (WOCE) (1990-1998). Innerhalb dieser Initiative wurden 7 Jahre und eine große Anzahl von Schiffen benötigt, um den Zustand des globalen Ozeans entlang von hydrographischen Schnitten einmalig komplett zu erfassen. Das Argo-Projekt basiert stattdessen nicht auf schiffsgebundenen Messungen sondern auf der Entwicklung eines autonom profilierenden, sich frei bewegenden Driftkörpers (Float), der alle 10 Tage ein Profil von Temperatur und Salzgehalt über die oberen 2000 m der Wassersäule misst (Gould, 2005). Mit einer erwarteten Lebensdauer von 3-4 Jahren liefert jedes eingesetzte Gerät etwa 100 Profile. Um die angestrebte horizontale und zeitliche Auflösung der Beobachtungen von einer Messung innerhalb jeder $3^\circ \times 3^\circ$ Gitterbox alle 10 Tage im Weltozean zu erreichen, sind die Messungen von 3000 Floats gleichzeitig nötig (Gould et al., 2004). In einer internationalen Initiative wurde der Aufbau des Beobachtungsnetzes 2001 mit der Auslegung von 300 Floats gestartet. In der folgenden Zeit wurden weitere Floats zum Aufbau und zur Aufrechterhaltung der Messungen insbesondere von den USA, Australien, Japan, Frankreich, Deutschland, England, Kanada, China, Indien und Korea beigesteuert (die Reihenfolge entspricht der Bedeutung). Insgesamt haben bisher über 30 Nationen durch Float-Auslegungen zum Argo-Projekt beigetragen. Im Jahre 2007 wurde das Ziel von 3000 aktiven Floats erstmals erreicht (Abbildung 19).

Die gewonnenen Daten dienen der Erfüllung von 3 Zielsetzungen: (1) Vervollständigung des Wissens über den Ozean: dabei geht es insbesondere um die großskalige Erfassung der hydrographischen Struktur, der Zirkulation und des Massen-, Wärme- und Salzbudgets und der zugehörigen Variabilitäten auf saisonalen und längeren Zeitskalen. (2) Bereitstellung von Daten über den aktuellen physikalischen Zustand des Ozeans zur Initialisierung numerischer Vorhersagemodelle und zur Assimilation in Hind-cast-Modellierungen. Dies macht insbesondere operationelle Echtzeit-Ozeanvorhersage und die Erprobung von gekoppelten Ozean-Atmosphäre-Modellen möglich. (3) Bereitstellung von Hintergrundwissen für die Satelliten-Altimetrie. Es besteht eine enge Verbindung zwischen der neusten Generation der Jason-Satelliten-Altimetrie und dem Argo-Projekt, die sich auch in der Wahl der Projekt-Namen widerspiegelt („Just as Jason in Greek mythology required his ship, the Argo, for epic ocean voyages, so the altimeter Jason will need the modern Argo to complete his mission successfully“). So liefert die Kombination der Messungen eine vollständige dynamische Beschreibung der Ozeanoberflächenauslenkung und ihrer Ursachen im Inneren des Ozeans (Roemmich und Owens, 2000).

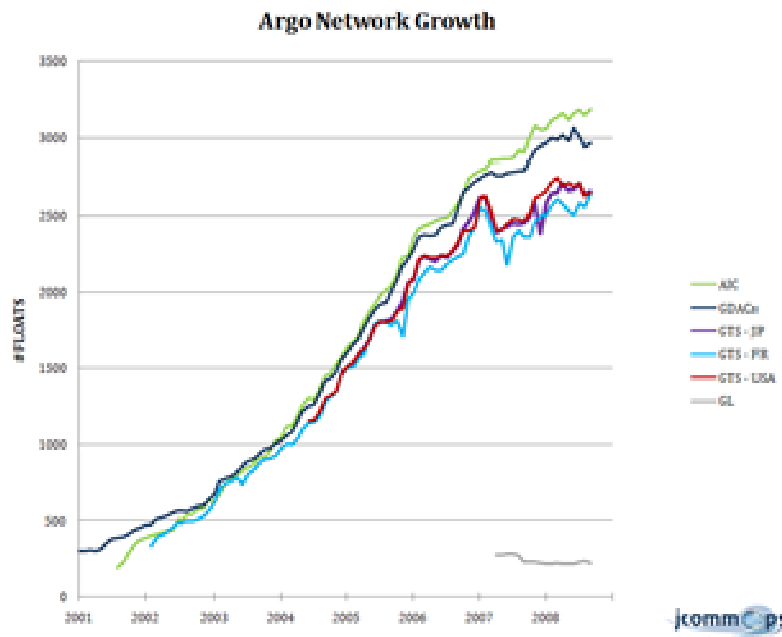
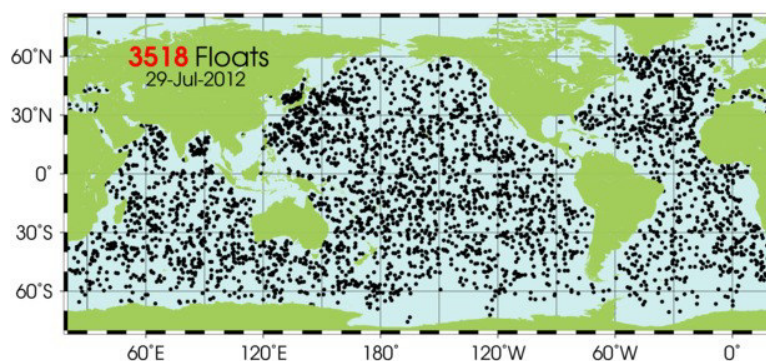


Abbildung 19: (oben) Anzahl der aktiven Floats für den Zeitraum 2001 bis 2008, wie sie von den verschiedenen Datenzentren erfasst wird (<http://wo.icommops.org/cgi-bin/WebObjects/Argo.woa/2/wo/Wj53RqRnRP7qEZ21ipncPM/14.1.40.1.1.0>). (unten) Position der Argo-Floats, die innerhalb der letzten 30 Tage, d.h. in diesem Fall vom 30.6. bis 29.7.2012, Daten übertragen haben (<http://www.argo.ucsd.edu/index.html>).



Das Argo-Projekt ist das erste internationale, globale ozeanographische Forschungsprojekt, in dem die gewonnenen Daten unabhängig davon, welches Land oder welche Institution die Finanzierung eines Floats gestellt hat, nahezu in Echtzeit jedem frei zur Verfügung stehen. Dazu wurden weltweit mehrere Datenzentren aufgebaut, die die Rohdaten transferieren, einer ersten Qualitätskontrolle unterziehen und dann über ftp und Internet-Seiten zugänglich machen.

Während es im internationalen Argo-Projekt vorrangig um Beobachtungen aus dem tiefen Weltozean geht, gibt es zusätzliche Initiativen, die diese Art von Messungen auch für andere Meeresgebiete vorantreiben. Im Rahmen des europäischen integrierten MERSEA-Projekts (*Marine Environment and Security for the European Area*, www.mersea.eu.org, 2004-2008) wurden Messungen in Randmeeren mit Argo-Floats gefördert. Das Ziel war hier, auch in schwer zugänglichen Regionen, die für das Klimasystem von Bedeutung sind, erstmals Messungen mit saisonaler Auflösung zu erhalten. So konnten - unter anderem - die durch den dänischen Beitrag zum internationalen Argo-Projekt gestarteten Messungen in der Grönlandsee ab 2004 fortgesetzt und in den folgenden Jahren auf alle vier tiefen Becken des EN ausgeweitet werden. Weitere finanzielle Unterstützung zur Durchführung dieser Art von Messungen im Europäischen Nordmeer kam in Deutschland aus dem

Sonderforschungsbereich 512 *Tiefdruckgebiete und Klimasystem des Nordatlantiks* (1998 – 2009). Inzwischen sind die von deutschen Forschungsinstituten aufgenommenen Messungen mit Argo-Floats in den deutschen Beitrag zum Euro-Argo-Projekt eingegangen und werden als Teil der operationellen Ozeanographie vom Bundesministerium für Verkehr, Bau und Stadtentwicklung finanziert und vom Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) koordiniert. Der Einsatz der Geräte erstreckt sich dabei neben dem EN auf das Weddellmeer der Antarktis sowie den östlichen Nordatlantik und den tropischen Atlantik. Zu den Messungen mit Argo-Floats im EN haben bisher außerdem Norwegen, Großbritannien und Finnland beigetragen.

3.1.2 Arbeitsweise von Argo-Floats

Bei dem Gerät handelt es sich um eine langgestreckte Driftboje von etwa 2 m Höhe, an deren oberen Ende Sensoren zur Messung von Druck, Temperatur und Leitfähigkeit angebracht sind. Am unteren Ende befindet sich eine Ölblase. Durch batteriegetriebene Veränderung der Ausdehnung dieser Blase wird der Auftrieb verändert. Für die Kommunikation mit einem Satelliten befindet sich am oberen Ende ein Argos-Sender (Abbildung 20). Der typische 10-tägige Arbeitszyklus eines Argo-Floats ist ebenfalls in Abbildung 20 dargestellt. Der Float treibt für ca. 9 Tage in seiner Parktiefe (1000 dbar). 1 Tag benötigt er etwa, um auf seine Profiltiefe (2000 m) abzusinken, beim Aufstieg an die Oberfläche Temperatur, Leitfähigkeit und Druck zu messen und die gewonnenen Daten des Profils dann an der Oberfläche an einen Satelliten zu senden. Gleichzeitig wird über den Satellit auch die Position des Floats bestimmt. Danach sinkt der Float wieder auf seine Parktiefe ab. Die Daten werden nach der Übertragung im Float nicht weiter gespeichert, sondern mit denen des nächsten Profils überschrieben. Vom Satellit aus werden die Daten weiter übertragen an ein Datenzentrum an Land. Die Sensoren stammen von der Firma Seabird (www.seabird.com) und haben eine Genauigkeit bedingt durch die Sensoren, von $\pm 0.005^{\circ}\text{C}$ für die Temperatur, ± 0.005 für die Leitfähigkeit und ± 2 dbar für den Druck.

Bei der beschriebenen Konfiguration für die Arbeitsweise des Floats bestehend aus Länge des Arbeitszyklus, Parktiefe und Profiltiefe handelt es sich um die Standard-Argo-Konfiguration. Um einen möglichst einheitlichen Datensatz zu erhalten, bestand das Interesse, möglichst bei jedem Gerät die gleiche Konfiguration zu benutzen. Nichts desto trotz gibt es immer wieder Abweichungen von dieser Standard-Konfiguration wie auch die Ausstattung mit zusätzlichen Sensoren, um die Messungen für bestimmte wissenschaftliche Fragestellungen zu optimieren oder die Floats an lokale Bedingungen anzupassen. Auch im Argo-Float-Datensatz des EN gibt es Abweichungen. Diese werden im nächsten Abschnitt beschrieben. Problematisch ist der Einsatz von Argo-Floats in Gebieten, in denen eine zeitweilige Eisbedeckung zu erwarten ist, da beim Aufstieg durch die Eisdecke die Antenne zerstört werden kann. Aber auch für solche Bedingungen wurden inzwischen angepasste Konfigurationen entwickelt (Klatt et al., 2007).

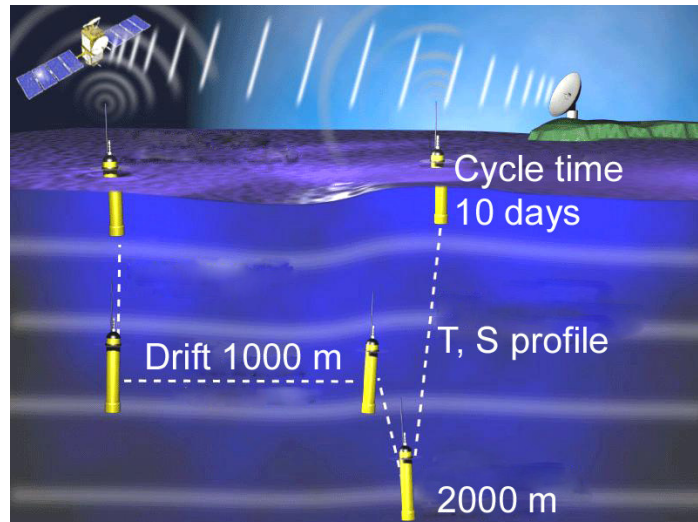


Abbildung 20:
 (links) Bild eines APEX-Floats der Firma WEBB
 (APEX: Autonomous Profiling Explorer;
www.webbresearch.com/apex.aspx), (oben)
 Darstellung des Arbeitszyklus eines Standard-Argo-
 Floats (www.argo.ucsd.edu/How_Argo_floats.html).

3.1.3 Beschreibung des Datensatzes

Die ersten 5 Argo-Floats im Europäischen Nordmeer wurden 2001 im Rahmen des dänischen Argo in der Grönlandsee ausgelegt. Es folgten Auslegungen von Großbritannien 2001 auf dem IP und 2002 im NB und LB und von Norwegen 2002 im NB und 2003 im LB. 2004 wurden dann die Messungen in der GS durch deutsche Auslegungen fortgesetzt und seit 2005 werden Argo-Float-Messungen in allen vier Becken des EN durchgeführt und durch Auslegung in jedem oder jedem zweiten Sommer aufrecht erhalten. Seit 2010 wurden von Deutschland und Finnland zusammen jedes Jahr 8 Floats ausgelegt (Deutschland 6, Finnland 2). Diese werden ergänzt durch unregelmäßige Auslegungen der Norweger im Norwegen- und Lofoten-Becken.

Insgesamt besteht der hier benutzte Datensatz von Argo-Floats im Europäischen Nordmeer aus dem Zeitraum März 2001 bis April 2011 aus 4030 Profilen von 78 Floats. Davon sind 70 Geräte sogenannte APEX Floats (Autonomous Profiling Explorer, <http://www.webbresearch.com>) und 8 Geräte NEMO Floats (Navigating European Marine Observer, <http://www.optimare.de>). 58 Floats wurden von Deutschland finanziert, 13 von Norwegen, 5 von Dänemark und 2 von Finnland. Die Floats wurden jeweils im Inneren der vier Becken ausgesetzt, da dort die Verweilzeiten groß sind. Bedingt durch die starke topographische Führung der Strömungen (Nøst and Isachsen, 2003; Nilsen and Nilsen, 2007; Voet et al., 2010) bleiben die Floats für einen relativ langen Zeitraum in den zyklonalen Wirbeln über

den tiefen Becken gefangen (Abbildung 21). Ihre Lebensdauer beträgt zwischen 0.5 und 6 Jahre (Mittel: 2.4 Jahre). Die mittlere Verweildauer innerhalb der Becken beträgt im LB 0.5 Jahre, im NB 1.3 Jahre, in der GS 1.2 Jahre und auf dem IP 2.1 Jahre.

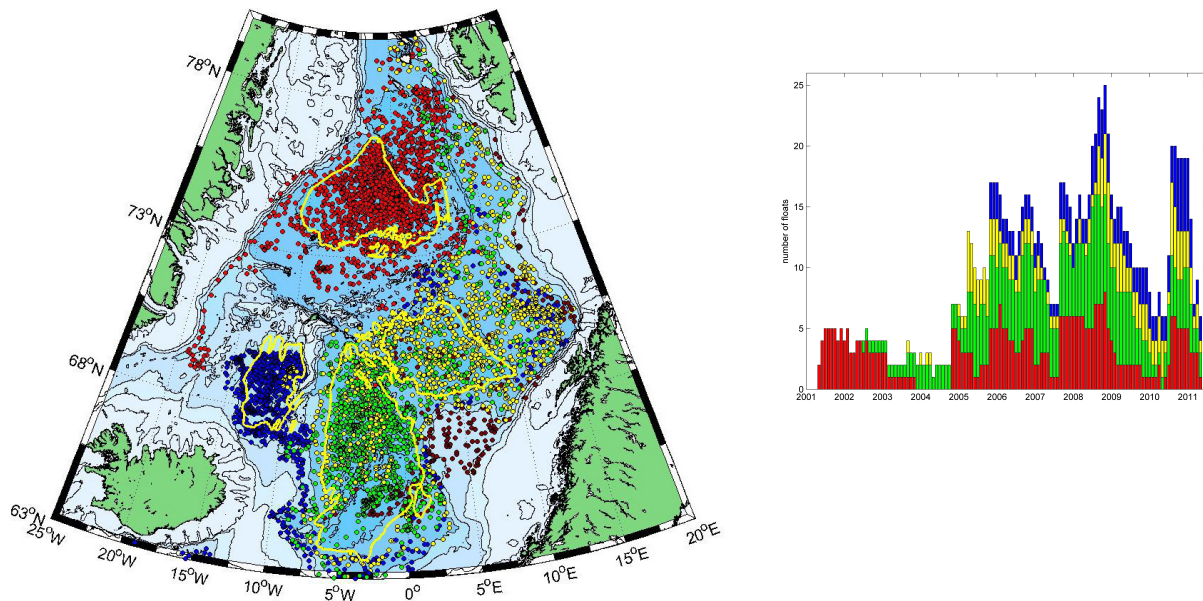


Abbildung 21: (links) Positionen aller Float-Profile im Europäischen Nordmeer für den Zeitraum März 2001- April 2011; die Farbe der Punkte gibt Auskunft über das Auslegegebiet; grün - Norwegen-Becken, gelb – Lofoten-Becken, rot – Grönlandsee-Becken, blau – Island-Plateau. Die eingezeichneten gelben Konturlinien stellen die f/H-Linien da, anhand derer die Becken definiert sind, genauere Erklärungen siehe Abschnitt 3.1.6. (rechts) zeitliche Verteilung der Messungen auf die verschiedenen Becken; Farben wie in der Abbildung links.

Die Konfiguration der Mehrzahl der Floats entspricht dem Argo-Standard mit 10 Tage-Zyklus, 1000 m Parktiefe und 2000 m Profiltiefe. Nur 2 Abweichungen von diesem Standard gibt es: (1) alle auf dem Island-Plateau ausgesetzten Floats haben eine Profiltiefe von 1300 m, da die Region im Mittel etwa 1500 m tief ist. (2) 8 der norwegischen Floats haben eine Profiltiefe von 1500 m, die restlichen 6 norwegischen Floats sind zusätzlich mit biologischen Sensoren bestückt und haben eine Profiltiefe von 1200 m (alle norwegischen Floats wurden im NB und LB ausgesetzt).

3.1.4 Kalibrierung der Salzgehaltsdaten

Nach den Angaben der Hersteller ergibt sich eine Genauigkeit der berechneten Salzgehalte von ± 0.005 (siehe 3.1.2). Aber es werden bei dem Vergleich mit CTD-Messungen konstante wie auf zeitlich veränderliche Abweichungen beobachtet. Diese sind bedingt durch Bewuchs der Sensoren der Leitfähigkeitszelle, welche besonders in den wärmen Regionen des Weltozeans auftreten. Daher ist eine nachträgliche Korrektur der Salzgehalte innerhalb des Argo-Projekts vorgesehen (die sogenannte delayed-mode quality control). Die Methode basiert auf einem Programmpaket, das von Böhme und Send (2005) entwickelt wurde. Erstmals wurde sie benutzt für Float-Daten aus dem Nordatlantik, um Abweichungen in den Leitfähigkeitssensoren auszumachen und zu korrigieren. Hydrographische Daten

hoher Genauigkeit aus schiffsgebundenen Messungen werden dabei mit den Float-Daten in einer *objective mapping* Methode verglichen, welche die Skalen der räumlichen und zeitlichen Variationen der Wassermassen im Untersuchungsgebiet berücksichtigt. Die Vergleichsdaten werden in Abhängigkeit von ihrer räumlichen und zeitlichen Nähe zu den Float-Daten unterschiedlich stark gewichtet. Zur Durchführung der Qualitätskontrolle wurde für das Europäische Nordmeer ein Referenzdatensatz zusammengestellt, der sowohl aus historischen wie auch aktuellen hydrographischen Daten von CTD-Messungen besteht. Als Ergebnis wurden die Salzgehalte von 14 Floats von insgesamt 56 für den Zeitraum 2001 bis 2009 korrigiert; 10 mit einer konstanten Korrektur von höchstens 0.01 und 4 mit einer linearen Korrektur im Verlauf der Zeit von maximal 0.015.

Der hier benutzte Datensatz enthält für den Zeitraum 2001 bis Frühjahr 2010 nach der oben beschriebenen Methode qualitätskontrollierte Daten. Alle hier benutzten Daten nach diesem Zeitraum haben nur die Standard Qualitätskontrolle der Datenzentren durchlaufen. Daher beinhalten die Zeitserien zur Hydrographie (Kapitel 4) Daten bis fast in die Gegenwart. Bei den Budgetkalkulationen in Kapitel 5 werden aber nur die Daten bis Frühjahr 2010 benutzt.

3.1.5 Temperatur- und Druckdaten

Für die Temperatur- und Druckmessungen von Floats werden keine wesentlichen Abweichungen zwischen der vom Hersteller angegebenen Messgenauigkeit der Sensoren und der tatsächlich festgestellten Genauigkeit im Vergleich mit anderen Daten beobachtet. Daher ist eine nachträgliche Korrektur dieser Daten bisher innerhalb des Argo-Projekts nicht vorgesehen und wurde auch für diesen Datensatz nicht durchgeführt.

3.1.6 Datenbearbeitung

Die Messungen von Floats im EN konzentrieren sich auf die vier tiefen Becken (siehe 3.1.3). Nur in diesen Gebieten haben wir auf der Basis von Monaten eine fast lückenlose Überdeckung in der Zeit seit Beginn der Messungen (siehe Abb. 21, rechts). Einzige Ausnahmen sind die GS und das LB. In der GS waren die ersten Floats bis Winter 2003 aktiv und die Neuauslegungen fanden erst 2004 im Spätsommer statt. Außerdem gibt es dort keine Float-Messungen im Mai 2010. Im LB ist die Überdeckung mit Messungen zwischen Frühjahr 2007 und Frühjahr 2008 sehr gering; in 5 Monaten innerhalb dieses Zeitraums sind keine Messungen vorhanden.

Zur Bearbeitung der Daten werden die Gebiete der vier Becken aufgrund der starken topographischen Führung der Strömungen jeweils durch f/H-Konturen definiert (f- Coriolisparameter, H- Wassertiefe). Für das Norwegen-Becken, Lofoten-Becken und die Grönlandsee wurde die Kontur $f/H=0.45 \times 10^{-8}$ ausgewählt, die sich stark an die 3000 m Tiefenkontur anlehnt, da sich der Coriolisparameter in den hohen Breiten nur wenig ändert. Diese Kontur grenzt die tiefen Becken mit fast ebenem Boden gegen die Ränder der Becken ab, in denen die Topographie stark ansteigt. Für das flachere Island-Plateau wurde die f/H-Kontur 0.79×10^{-8} ausgewählt, die in etwa der 1600 m Tiefenkontur entspricht. Die festgelegten Gebiete sind in Abbildung 21 (links) durch gelbe Linien dargestellt. Innerhalb der so definierten Becken und innerhalb eines Monats liefert uns der benutzte Datensatz im NB Messungen von im Mittel 4.2 Floats; im LB von 2.8 Floats, in der GS von 3.6 Floats und auf dem IP von 2.9 Floats

(siehe auch Abbildungen 24 - 27 (e) – Zeitserien der Hydrographie). Bei einer ungefähren Ausdehnung der Becken von 100 x 100 km und einem Abstand von etwa 30 km zwischen den einzelnen Profilen (Voet et al., 2010), können die von einem Float innerhalb eines Monats gemessenen Profile nicht als voneinander unabhängig betrachtet werden. Die Anzahl der aktiven Floats innerhalb eines Beckens gibt uns dagegen die Anzahl der voneinander unabhängigen Messungen.

Die Größenordnung mesoskaliger Strukturen, die mit dem baroklinen Rossby-Radius abgeschätzt werden kann, liegt für das EN bei 10-20 km. Des Weiteren verändern bzw. verlagern sich diese Strukturen innerhalb kurzer Zeit. Daher machen 3-12 Profile von jeweils 1–4 unabhängig voneinander messenden Floats pro Monat es nicht möglich, mesoskalige Strukturen innerhalb der einzelnen Becken anhand der Float-Daten zu beschreiben. Es werden stattdessen Zeitserien zur Hydrographie der vier Becken erstellt. Diese basieren auf mittleren Profilen, errechnet aus allen Float-Profilen innerhalb eines Beckens und Monats. Anhand der Zeitserien wird die großskalige (beckenweite) Entwicklung in Kapitel 3.2 analysiert.

Zuvor wird untersucht, ob bzw. in welchem Maße die vorhandene Anzahl von Messungen ausreichend ist, um saisonale und auch inter-annuale bis multidekadische Variabilität mit hinreichender Genauigkeit durch die mittleren Zeitserien zu beschreiben.

Genauigkeit der Beschreibung des mittleren Zustands

Die Frage nach dem Zusammenhang zwischen der Anzahl der Messungen und der Genauigkeit der Beschreibung des mittleren hydrographischen Zustands eines Beckens wurde von Manuela Köllner in ihrer Bachelorarbeit (2010) exemplarisch für die Grönlandsee untersucht. Als Grundlage dienten die flächendeckenden Aufnahmen der Hydrographie der GS mit CTD-Daten aus den Jahre 1993 und 1994 mit dem Forschungsschiff VALDIVIA (Validivia-Reise 136, 15.5.-17.6.1993, 35 CTD-Stationen; Valdivia-Reise 141, 7.2.-1.4.1994, 27 CTD-Stationen). Aus der Gesamtheit aller CTD-Profile jeder Reise wurden mittlere Temperatur- und Salzgehaltsprofile berechnet (vergleichbar mit den Monatsmittelpfprofilen aus Float-Daten). Danach wurden mittlere Profile aus Untermengen der CTD-Profile berechnet, die der Anzahl der Messungen von 1 bis 8 Floats entsprechen; d.h. es wurden jeweils ein- bis achtmal 3 in einem Gebiet zusammenliegende CTD-Profile ausgewählt (3 zusammenhängende Messungen werden als *Tripel* bezeichnet, da sie der Menge von Messungen eines Floats innerhalb eines Monats entsprechen). Die Auswahl von Untermengen wurde jeweils per Zufallsgenerator 1000 mal wiederholt. Aus jeder Untermenge wurden wiederum mittlere Temperatur- und Salzgehaltsprofile erstellt und die Abweichung zwischen diesen Profilen und den mittleren Profilen aus allen Daten berechnet. Davon ausgegangen, dass die Gesamtheit der Stationen den mittleren Zustand der Grönlandsee hinreichend gut beschreibt, kann die Abweichung vom Gesamtmittel mit der Größe des Fehlers bei der Berechnung des mittleren Zustands identifiziert werden. Der Fehler verringert sich mit der Menge der CTD-Stationen, die in das mittlere Profil eingehen. Gleichmaßen kann davon ausgegangen werden, dass der Fehler bei der Beschreibung des mittleren Zustands sich mit der Anzahl der Floats, die Profile zur Verfügung stellen, verringert.

Abbildung 22 zeigt die Größe der mittleren Abweichung zwischen Gesamtmittel und Mittel der Untermengen für Temperatur und Salzgehalt in Abhängigkeit von der Wassertiefe und von der Anzahl der eingegangenen Profil-Tripel. Da die Variabilität

in Oberflächennähe größer ist als in größeren Tiefen (siehe Abbildungen 24-27), ist auch der Fehler durch die Abtastung des Zustands mit einer geringeren Menge an Daten in Oberflächennähe größer.

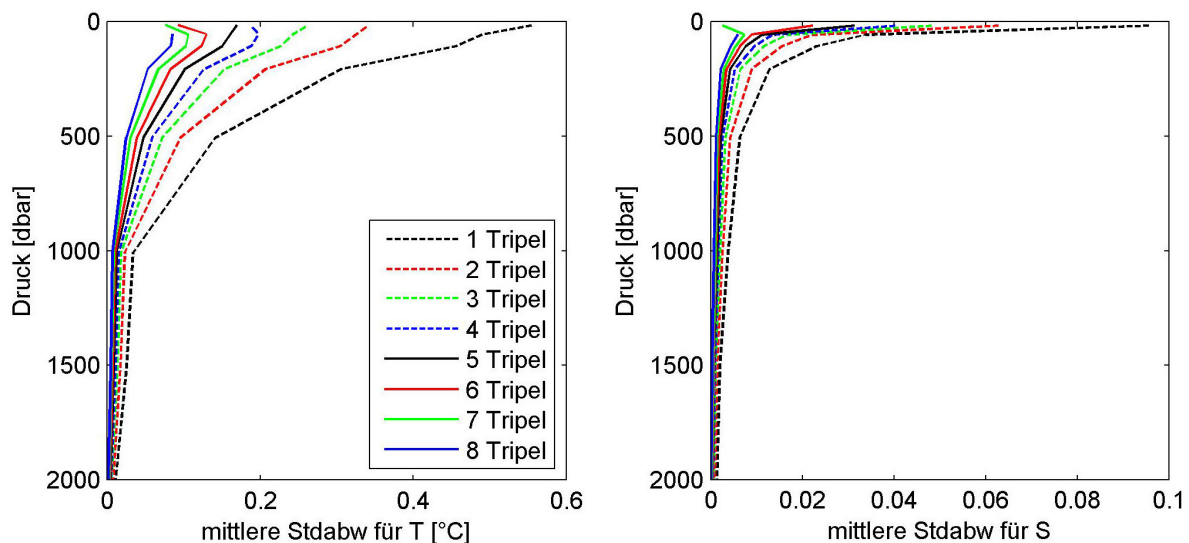


Abbildung 22: Dargestellt ist die mittlere Standardabweichung zwischen dem Profil, berechnet aus allen CTD-Stationen, und den Profilen, berechnet aus einer Untermenge von CTD-Stationen; (links) für die Temperatur, (rechts) für den Salzgehalt. Die Standardabweichung ist abhängig von der Anzahl der eingegangenen Profil-Tripel. Genaueres siehe Text.

Ableitung von Zeitserien zur winterlichen vertikalen Vermischung

Neben den Zeitserien zur Hydrographie sind insbesondere auch Zeitserien der Deckschichttiefe in den jeweiligen Becken als Maß für die von der Oberfläche ausgehende vertikale Vermischung von Interesse. Während im Sommer eine vertikale Vermischung von der Oberfläche aus durch den Wind bedingt ist und nur bis in etwa 30 m reicht, vertieft sich die Deckschicht im Winter, da die Wassermassen in Oberflächennähe durch Abkühlung an Dichte gewinnen und dementsprechend in tiefere Schichten absinken. Dieser Prozess wurde im Kapitel 2.4 im Detail beschrieben. Die Tiefe der Deckschicht wird in dieser Arbeit mithilfe eines Delta-Kriteriums berechnet (De Boyer Montégut et al., 2004; Lorbacher et al., 2006). In der Diplomarbeit von Antje Müller-Michaelis (2008) wurden verschiedene Kriterien zur Berechnung der Deckschichttiefe im EN erprobt. Mit dem Delta-Kriterium wird die beobachtete Deckschichttiefe in nahezu 60 % der Fälle auf ± 10 dbar genau berechnet. Die Deckschicht endet danach in der Tiefe, in der die Dichte den Wert in den oberen 20 m um 0.005 kg/m^3 übersteigt. Hier soll ergänzt werden, dass in der Grönlandsee, in der es zu winterlicher, vertikaler Vermischung bis in mittlere bis große Tiefen kommt, von Konvektionstiefe statt von Deckschichttiefe gesprochen wird.

Unter 2.4 wurde beschrieben, dass die winterliche Vermischung charakterisiert ist durch mesoskalige Strukturen der Größenordnung 10-20 km; also innerhalb der Becken großen Schwankungen unterliegen kann. Tiefe Schichten werden aber auch dann bedingt erneuert, wenn sie nur sehr lokal und für relativ kurze Zeit innerhalb eines Winters von der Konvektion erreicht werden. Würden nun die Konvektions-

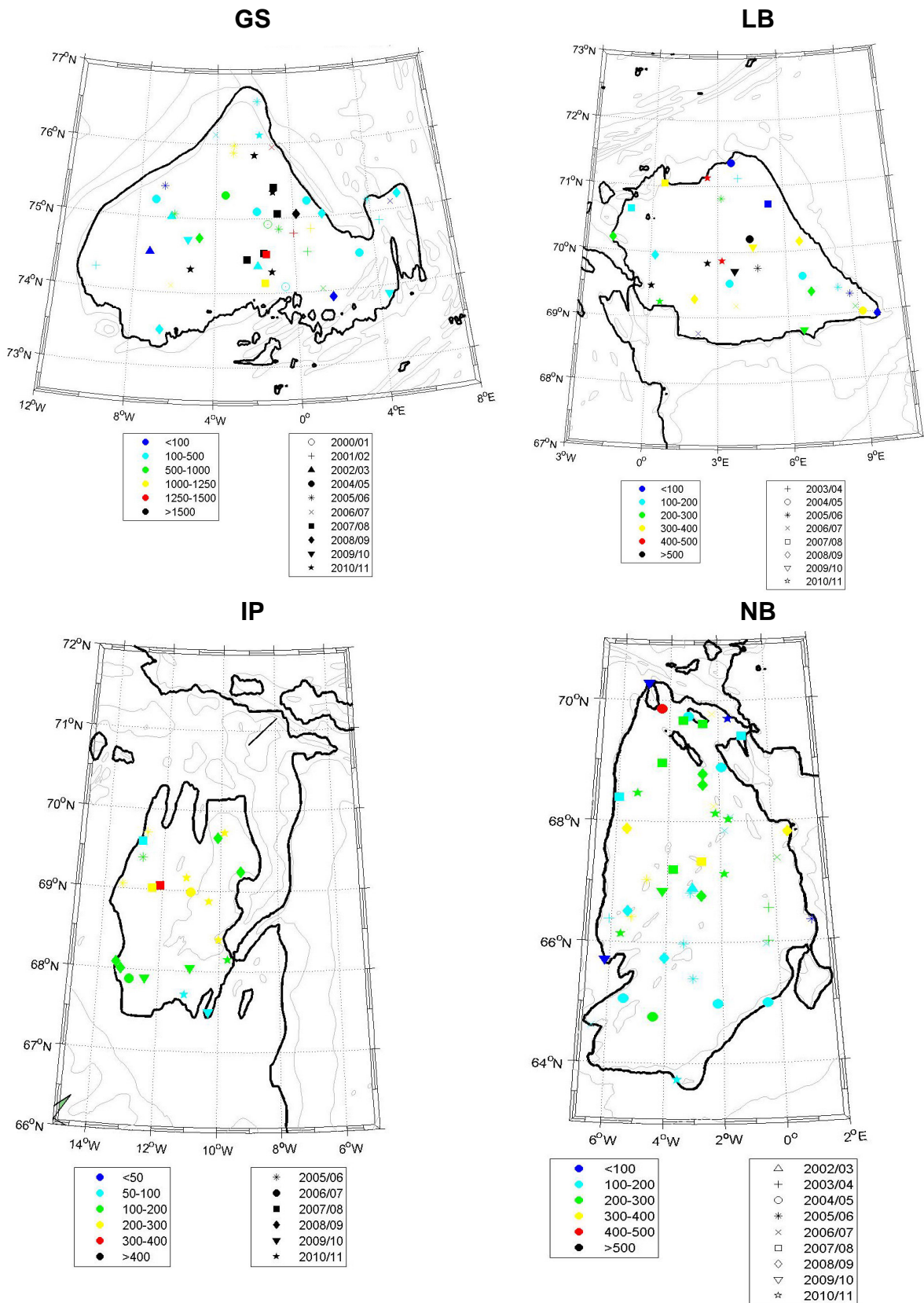


Abbildung 23: Die Deckschicht- bzw. Konvektionstiefe, berechnet anhand der Profile individueller Floats für (oben links) die GS, (oben rechts) das LB, (unten links) das IP und (unten rechts) das NB. Die Farbe der Symbole gibt Auskunft über die Tiefe und die Form über den Winter, aus dem die Messung stammt. Die Farb- wie auch Jahresskala ist für jedes Becken anders.

oder Deckschichttiefen aus den mittleren Zeitserien zur Hydrographie berechnet, so würden diese lokal begrenzten Ereignisse nicht berücksichtigt werden. Daher wird bei der Berechnung der Tiefen auf die Daten der individuellen Floats zurückgegriffen. Für jedes einzelne Float-Profil innerhalb eines Beckens wird die Tiefe der Deckschicht berechnet. Der aus diesen Tiefen berechnete Median innerhalb jedes Monats berücksichtigt dann die Häufigkeit des Auftretens verschiedener Tiefen und wird im Folgenden in Anlehnung an Våge et al. (2011) als sogenannte *typische* Deckschicht- oder Konvektionstiefe für das jeweilige Becken bezeichnet.

Die Ergebnisse aus dieser Art von Berechnungen sind in Abbildung 24 – 27 (d) dargestellt. Die Streuung um den Median zeigt die großen lokalen Unterschiede zwischen den Tiefen während eines Winters. Dieses demonstriert auch Abbildung 23. Dazu zeigt sich, dass die größten Deckschicht- bzw. Konvektionstiefen, insbesondere in der Grönlandsee, während des Winters hauptsächlich im Zentrum der Becken beobachtet werden. Eine weiterreichende Analyse dieser Beobachtung findet sich in Abschnitt 3.2.5 und Kapitel 4.

3.2 Die Entwicklung der Hydrographie in den tiefen Becken des Europäischen Nordmeers

Angelehnt an die zyklonale Zirkulation des Atlantischen Wassers innerhalb des Europäischen Nordmeers beginnt die Beschreibung im östlichen Europäischen Nordmeer (Norwegen-Becken und Lofoten-Becken), in das von Süden oberflächennah Atlantisches Wasser einströmt. Die Beschreibung wird im westlichen Teil (Grönlandsee und Island-Plateau) fortgesetzt, in dem das Atlantische Wasser, nach Rezirkulation in der Framstraße oder im Arktischen Ozean, die zyklonale Zirkulation schließt und das Gebiet wieder nach Süden in den subpolaren Nordatlantik verlässt.

3.2.1 Das östliche Europäische Nordmeer Norwegen-Becken und Lofoten-Becken

Im Norwegen-Becken und Lofoten-Becken (Abbildung 24 und 25) werden die oberen 400 bzw. 600 m der Wassersäule von Atlantischem Wasser mit Temperaturen über 3°C und Salzgehalten über 34.95 eingenommen, welches vom Randstrom eindringt. Unterhalb dieser Schicht zeigt sich im NB bei etwa 500 m und weiter im Norden im LB bei 1000 m ein Salzgehaltsminimum. Wie bei Blindheim (1990) beschrieben, ist dieses Salzgehaltsminimum charakteristisch für das Arktische Zwischenwasser der Norwegensee (Norwegian Sea Arctic Intermediate Water). Arktisches Zwischenwasser wird in der GS und auf dem IP gebildet und breitet sich von dort bis in die Norwegensee aus. Dabei ist im LB der Eintrag aus der GS von größerer Bedeutung und das Salzgehaltsminimum wird in größeren Tiefen vorgefunden.

Die Temperaturzeitserien zeigen innerhalb der Atlantischen Schicht ein deutliches saisonales Signal (siehe auch Abbildungen 2, 3, 6 und 7 aus Anhang II). Die während des Sommers in Oberflächennähe akkumulierte Wärme wird durch winterliche Abkühlung wieder reduziert und durch einsetzende vertikale Vermischung auf einen größeren Tiefenbereich verteilt. In beiden Becken bleibt die vertikale Vermischung aber aufgrund des großen Dichtegradients zwischen Atlantischem Wasser und Arktischem Zwischenwasser auf die Atlantische Schicht beschränkt. Typische winterliche Deckschichttiefen im NB liegen bei 100 – 200 m und im LB bei 200 – 300 m (siehe Abbildung 24 d und 25 d). Aber individuelle Float-Profile zeigen maximale Deckschichttiefen von bis zu 450 m im NB und zwischen 500 und 1000 m im LB. Die größeren Deckschichttiefen im LB im Gegensatz zum NB lassen sich dadurch erklären, dass der Randstrom sich im Süden des Beckens verzweigt und das Becken dann zu beiden Seiten umströmt. So verweilen die Wassermassen im Inneren des LB deutlich länger als im NB, was im Winter zu verstärkter Abkühlung und somit vertikaler Umwälzung führt (Nilsen und Falck, 2006). Davon abgesehen wurde im Zentrum des LB wiederholt eine Antizyklone beobachtet (Ivanov und Korablev, 1995; Köhl, 2007). Innerhalb dieser Struktur werden bedingt durch die antizyklonale Zirkulation tiefere Deckschichten beobachtet.

Im NB und deutlich schwächer im LB ist außerdem ein saisonales Signal im oberflächennahen Salzgehalt mit maximalen Salzgehalten vom Spätsommer bis zum Jahreswechsel und minimalen Salzgehalten im Frühjahr sichtbar. Es lässt sich durch das Eindringen von salzarmen Wasser des Norwegischen Küstenstroms (Norwegian Coastal Current) erklären. Dieser Strom führt im Frühjahr bis Sommer bedingt durch Eisschmelze auf dem norwegischen Festland besonders viel Süßwasser mit sich. Das Eindringen wird vorrangig im südlichen Becken beobachtet (Nilsen und Falck, 2006).

Im Sommer 2010 ist eine Vertiefung der Grenzschicht von etwa 750 m auf 1200 m zu beobachten (Abbildung 25 a, b). Die maximale Tiefe fällt zusammen mit zwei Monaten, in denen nur Messungen von einem Float innerhalb des Beckens zur Verfügung stehen. Es liegt die Vermutung nahe, dass der Float in der zentralen Antizyklone gefangen war, die wiederholt im Zentrum des LB beobachtet wurde (Köhl, 2007; Ivanov und Korablev, 1995). Innerhalb dieser Struktur werden bedingt durch die antizyklonale Zirkulation tiefere Deckschichten beobachtet. Dieses wird durch die Position des Floats innerhalb des Beckens bestätigt, die mit der von Köhl (2007) in Modellstudien ermittelten und von Altimeterdaten bestätigten Position für die Antizyklone übereinstimmt. Eine weitere Bestätigung dieser Annahme dadurch, dass die Trajektorie des Floats tatsächlich eine antizyklonale Bewegung beschreibt, ist leider nicht möglich, da die Position nur alle 10 Tage vorliegt. Nach Köhl (2007) besitzt die Antizyklone einen Durchmesser von etwa 30 km mit Geschwindigkeiten von etwa 10-15 cm/s in 1000 m Tiefe. Das bedeutet innerhalb von 10 Tagen würde ein Float die Antizyklone mehr als vollständig umkreisen (1.2 – 1.4 mal). Nichts desto trotz zeigen die anderen Argumente, dass die 2010 beobachtete starke Deckschichtvertiefung nicht als repräsentativ für das gesamte LB angenommen werden kann. Daher wird auf dieses Phänomen hier nicht weiter eingegangen.

3.2.2 Das westliche Europäische Nordmeer Grönlandsee-Becken und Island-Plateau

Im Grönlandsee-Becken und auf dem Island-Plateau (Abbildungen 26 und 27) ist die oberflächennahe Schicht (etwa bis 50 m Tiefe) im Gegensatz zum östlichen EN geprägt vom kalten und salzarmen Polaren Oberflächenwasser (Polar Surface Water) aus dem Arktischen Ozean, welches mit dem Ostgrönlandstrom (East Greenland Current) ins EN einströmt.

In der GS sind unterhalb dieser Schicht Wassermassen atlantischen Ursprungs zu beobachten. Die Temperatur in Tiefen unterhalb von 50 m ist ungeeignet, um das Atlantische Wasser zu identifizieren, da anhand der Zeitserie nicht unterschieden werden kann, ob die hohen sommerlichen Temperaturen bedingt sind durch lateralen oder atmosphärischen Wärmeeintrag. Die Zeitserie des Salzgehalts (Abbildung 26 b) zeigt aber unterhalb der salzarmen Schicht in etwa 50 bis 500 m Tiefe ein sommerliches Salzgehaltsmaximum (besonders auffällig in den Jahren 2003, 2006 und 2007). Diese Struktur wird regelmäßig durch die winterliche, vertikale Vermischung zerstört, belegt aber nichts desto trotz das laterale Eindringen Atlantischer Wassermassen in diesem Tiefenbereich. Im Tiefenbereich 500 bis etwa 1500 m herrscht Arktisches Zwischenwasser (Arctic Intermediate Water) mit niedrigen Salzgehalten und niedrigen Temperaturen im Vergleich zu den Atlantischen Wassermassen vor. Es wurde im Winter vor Ort gebildet, wie sich an den Konvektionstiefen sehen lässt (Abbildung 26 d). Unterhalb von etwa 1500 m steigt insbesondere der Salzgehalt wieder an. Es zeigt das laterale Eindringen des Tiefenwassers aus dem Arktischen Ozean (upper Polar Deep Water) in die GS (Blindheim und Rey, 2004; Rudels et al., 2005; Rudels et al., 2012), das ebenfalls mit dem Ostgrönlandstrom die Arktis verlässt. Auch ein Temperaturanstieg ist am Anfang der Zeitserie in dieser Tiefe zu beobachten. Aus Profilen bis in Bodennähe lässt sich diese Signatur als sogenanntes Intermediäres Temperaturmaximum (Intermediate Temperature Maximum) identifizieren. Die Entstehung ist bedingt durch die Entwicklung der Konvektion in der GS seit den 80iger Jahren des letzten

Jahrhunderts. In Abschnitt 3.2.5 findet sich eine ausführliche Beschreibung des Phänomens.

Im Gegensatz zur GS treffen wir auf dem IP das hier gebildete Arktische Zwischenwasser direkt unter dem Polaren Oberflächenwasser an (ab etwa 150 m). Das Eindringen von Wassermassen mit atlantischer Charakteristik ist nur sehr sporadisch in der Salzgehaltszeitserie zu beobachten (Sommer 2010 und Frühjahr 2011). Ein direkter Eintrag von rezirkulierendem Atlantikwasser mit dem Ostgrönlandstrom wie in der Grönlandsee, wird hier, aufgrund der topographischen Führung der Strömungen, durch den Kolbensey-Rücken blockiert (siehe Abbildung 7). Erst südlich des Rückens zweigt der Ostisland-Strom (East Icelandic Current) vom Ostgrönlandstrom ins Innere des EN ab. Außerdem wäre ein Eintrag von Osten vorstellbar, wenn sich die zyklonale Zirkulation um das NB herum im Norden verzweigt und ein Teil der Wassermassen südlich von Jan-Mayen auf das IP vordringt. Aber wie die Zeitserie zeigt, wird auch dies kaum beobachtet.

In der GS ist ein saisonales Signal sowohl in der Temperatur als auch im Salzgehalt sichtbar. Während die sommerliche Erwärmung maximal bis in 500 m Tiefe reicht, erfasst die winterliche Konvektion typische Tiefen zwischen 200 und 1700 m (siehe Abb. 26 d). Die Abweichungen zwischen der typischen Konvektionstiefe eines Winters und den in individuellen Float-Profilen beobachteten Tiefen sind in der Grönlandsee besonders groß. Es werden individuell bis über 1000 m größere Konvektionstiefen beobachtet (siehe hierfür insbesondere den Winter 2008/9, in dem die typische Konvektionstiefe bei knapp 500 m liegt, individuelle Werte aber Konvektion bis in 1750 m Tiefe zeigen). Hier zeigt sich die unter Abschnitt 2.4 beschriebene mesoskalige Variabilität der tieferreichenden Konvektion. Extreme Abweichungen von der typischen Konvektionstiefe können bedingt sein durch individuelle Messungen aus den sogenannten Schloten (chimneys). Das Eindringen von Frischwasser im Spätsommer bleibt auf die obersten 50 m beschränkt und unterliegt starken inter-annualen Schwankungen (siehe hierzu auch Abbildungen 11-13 aus Anhang I).

Auch auf dem IP ist in Temperatur und Salzgehalt ein saisonales Signal sichtbar. Während die sommerliche Erwärmung bis in etwa 200 m Tiefe reicht, ist die sommerliche Akkumulation von Frischwasser auch hier auf die oberen 50 m beschränkt, unterliegt allerdings deutlich geringeren inter-annualen Schwankungen als in der GS (siehe hierzu auch Abbildungen 15-17 aus Anhang I). Typische winterliche Deckschichttiefen liegen bei 150 – 250 m; Abweichungen davon betragen bis zu 150 m. Bedingt durch den großen Dichtegradienten zwischen oberflächennahem Wasser und dem Arktischen Zwischenwasser (Abbildung 27 c) dringt die winterliche Deckschichtvertiefung nicht in größere Tiefen vor.

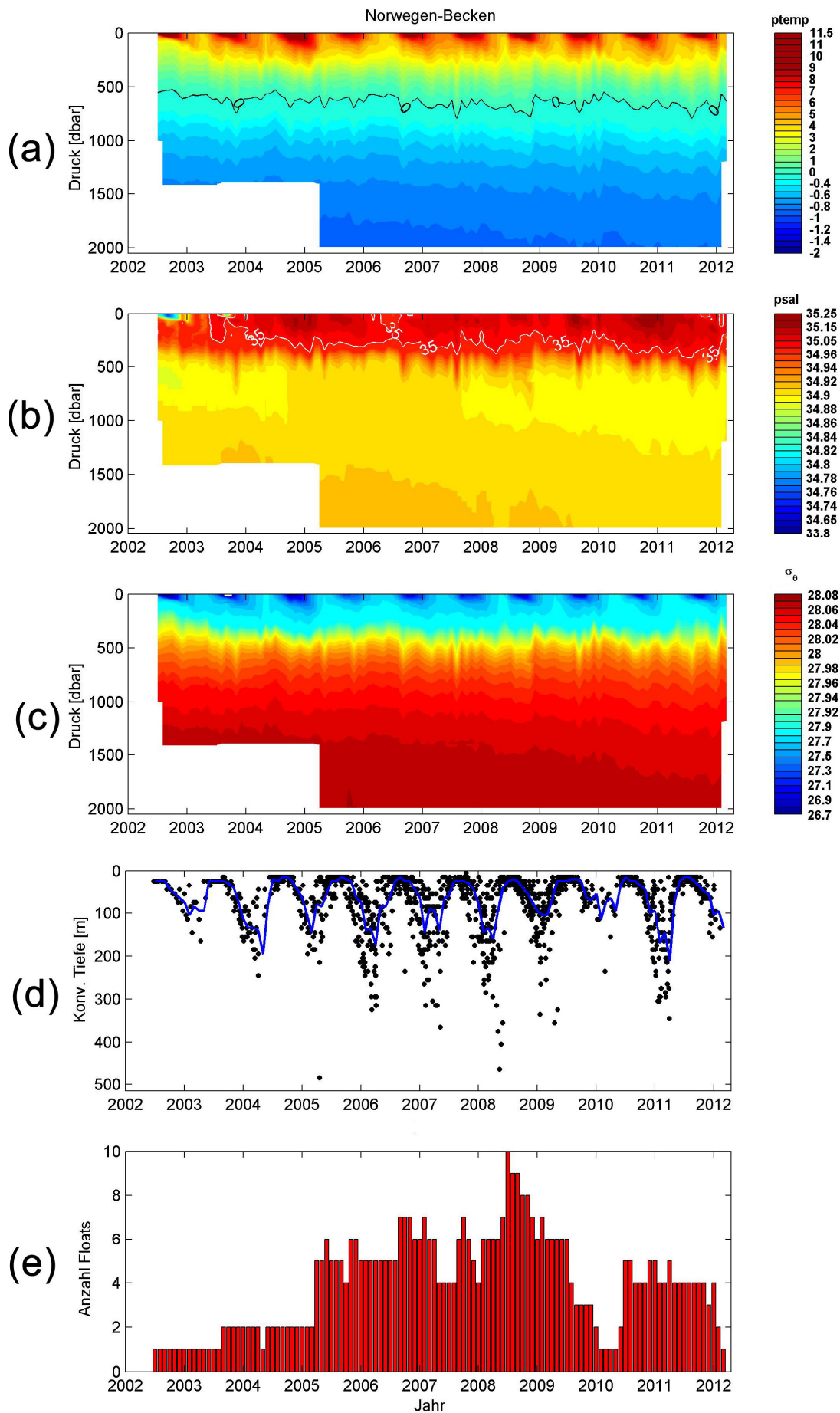


Abbildung 24: Beschreibung siehe Seite 56

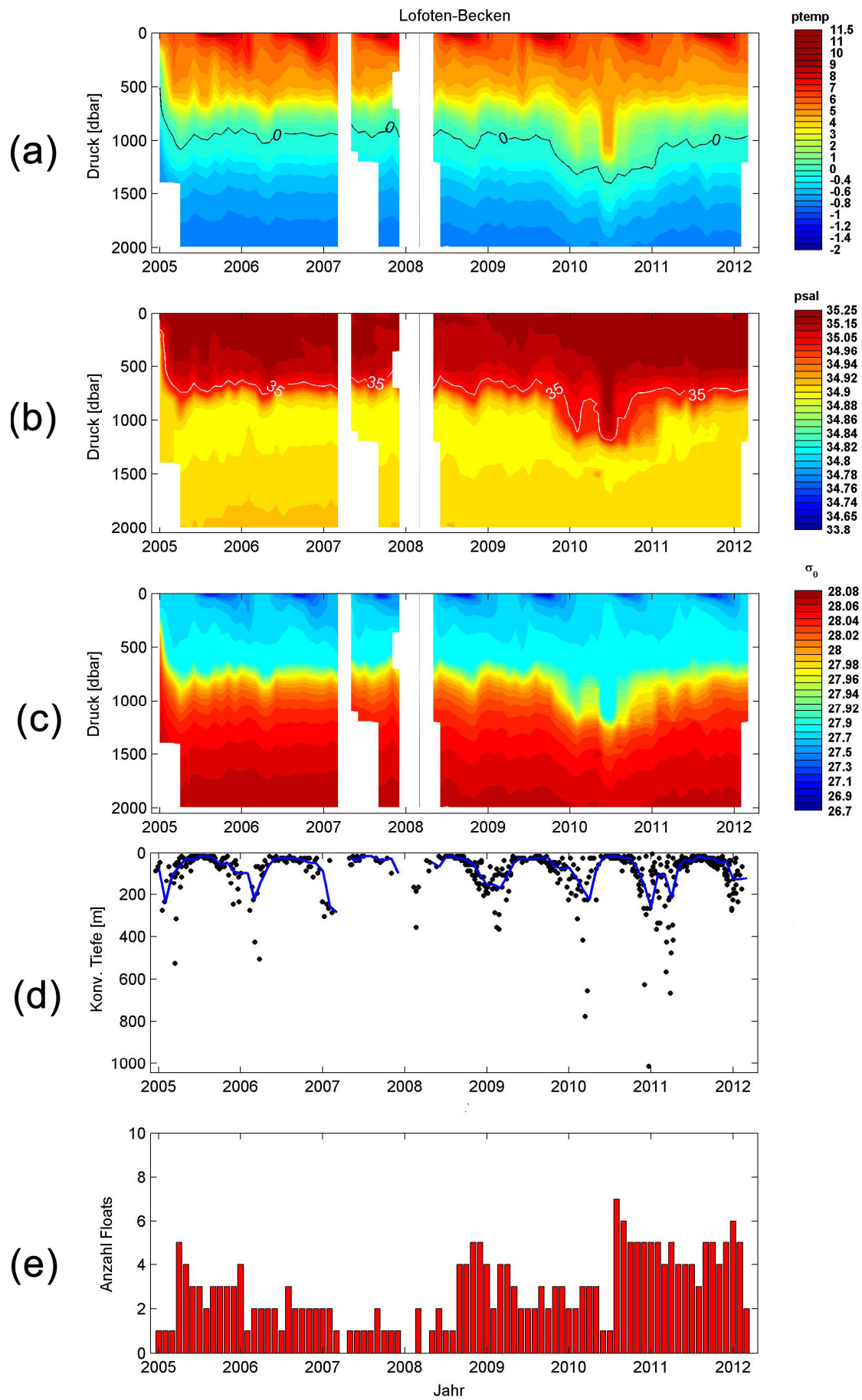


Abbildung 25: Beschreibung siehe Seite 56

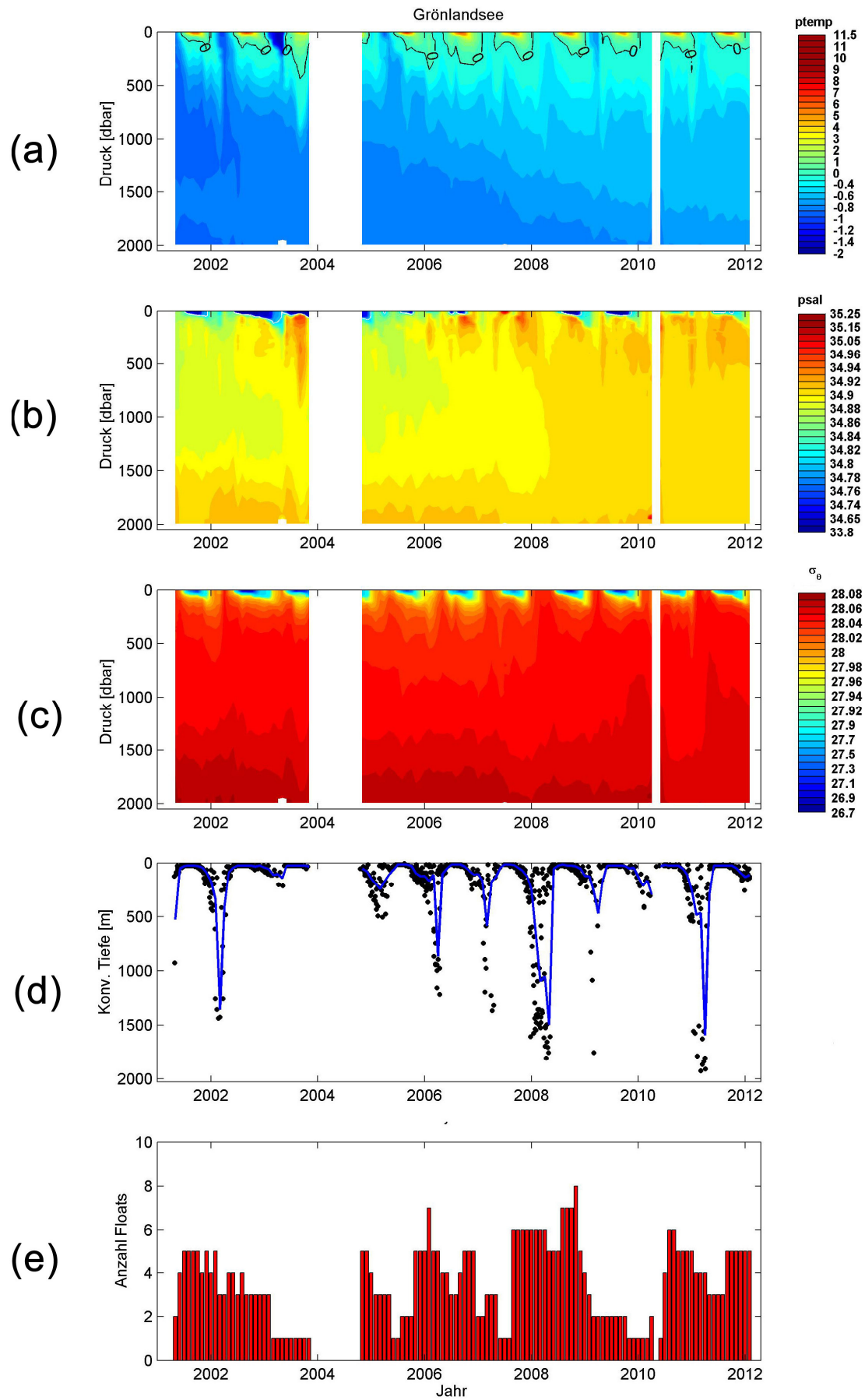


Abbildung 26: Beschreibung siehe Seite 56

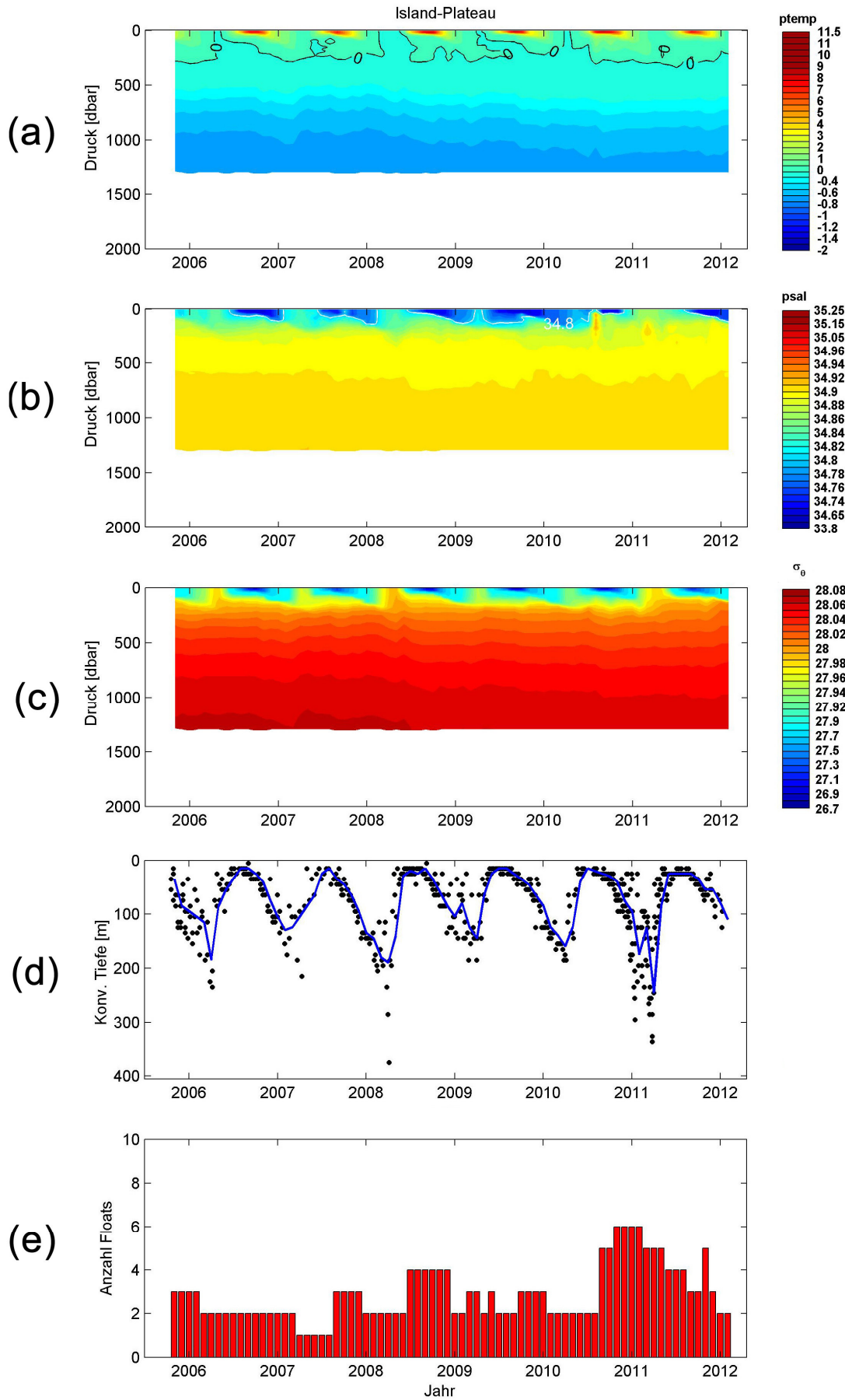


Abbildung 27: Beschreibung siehe Seite 56

Text zu Abbildungen 24 bis 27 (Seiten 52-55):

Dargestellt sind hier für das Norwegen-Becken (Abbildung 24), das Lofoten-Becken (Abbildung 25), die Grönlandsee (Abbildung 26) und das Island-Plateau (Abbildung 27) die Zeitserien von (a) potentieller Temperatur, (b) Salzgehalt, (c) potentieller Dichte (σ_θ), (d) Konvektionstiefe und (e) Anzahl der Floats, von denen Messungen in das jeweilige Monatsmittel eingegangen sind (siehe dazu Abschnitt 3.1.6).

In den Temperaturzeitserien ist die 0°C-Konturlinie in Schwarz eingezeichnet, in der Salzgehaltszeitserie die 35-Konturlinie in Weiß (NB und LB) bzw. die 34.8-Konturlinie in Weiß (GS und IP).

Bei der Darstellung von Temperatur, Salzgehalt und Dichte wurden nichtlineare Farbskalen verwendet. So war es möglich, für alle Gebiete die gleiche Farbskala zu benutzen. Im Folgenden werden die Farbklassen explizit angegeben, da an den Farbskalen nur jede zweite Klasse bezeichnet ist.

Temperatur: [-2.:0.5:-1.5 -1.4:.1:-0.4 0:0.5:11.5]

Salzgehalt: [33.8 34.5 34.65 34.7 34.74:0.01:34.96 35.0 35.05 35.1 35.15 35.2 35.25]

Dichte: [26.7:0.1:27.8 27.9:0.01:28.09]

3.2.3 Der mittlere Jahreszyklus

Abbildungen 28 und 29 zeigen den mittleren Jahreszyklus von potentieller Temperatur, Salzgehalt und potentieller Dichte im NB und im LB. Es wird hier nur der Tiefenbereich der im jeweiligen Gebiet maximal erreichten typischen Deckschichttiefe dargestellt. Die Entwicklung der Temperaturschichtung reflektiert die Asymmetrie im atmosphärischen Antrieb. Für 4 Monate (Mai bis August) speichert der Ozean Wärme durch Einstrahlung von der Atmosphäre, in den verbleibenden 8 Monaten (September – April) gibt er Wärme an die Atmosphäre ab (siehe auch Kapitel 4.1.3). Während des Sommers wird damit eine stabile Schichtung aufgebaut. Oberflächennahe Temperaturen erreichen im NB bis zu 12°C, im LB bis zu 10°C. Dies sind 11 K (NB) bzw. 9 K höhere Temperaturen als in der darunter liegenden Schicht des Arktischen Zwischenwassers.

Zwischen August und Oktober werden in beiden Becken in den oberen 50 m erniedrigte Salzgehalte beobachtet, die sich durch das Eindringen salzärmer Wassermassen aus dem Norwegian Coastal Current erklären lassen. Die Anzahl der Messungen reicht allerdings nicht aus, um dieses Signal mit hinreichender Genauigkeit zu erfassen (siehe Abschnitt 3.1.6 und 3.2.4). So lässt sich ein unterschiedlich starkes Eindringen im LB und NB, wie es von Nilsen und Falck (2006) beschrieben wird, hier nicht quantifizieren. Unterhalb dieses Eintrags salzarmen Wassers, also ab etwa 50 m Tiefe, steigen sowohl Salzgehalt als auch Temperatur bis zum September kontinuierlich an (wenn auch der Temperaturanstieg deutlich geringer ist als oberhalb 50 m Tiefe). Dies deutet darauf hin, dass ab 50 m der laterale Eintrag von Atlantischem Wasser die saisonale Entwicklung bestimmt (die Größenordnung von atmosphärischem und lateralem Eintrag werden innerhalb der Budgetanalysen in Kapitel 4 quantifiziert). Mit dem Beginn der Abkühlung durch die Atmosphäre kommt es schrittweise zu vertikaler Vermischung von der Oberfläche bis in größere Tiefen. Dabei wird erst das Signal der atmosphärischen Erwärmung und des lateralen Eintrags von salzarmem Wasser in Oberflächennähe zerstört; später dann auch das darunter sichtbare Signal lateralen Eintrags von Atlantischen Wassermassen.

Zum Ende des Winters (Februar/März) ist die Wassersäule im NB im Mittel bis etwa 200 m und im LB bis 300 m homogenisiert. Mit dem erneuten Einsetzen der sommerlichen Erwärmung ab Mai und verstärkt durch den Eintrag von salzarmen Oberflächenwasser am Ende des Sommer wird die Schichtung erneut aufgebaut.

Innerhalb der GS und des IP zeigen sich vergleichbare Jahreszyklen (Abbildungen 30 und 31). Es gibt aber einige Abweichungen zu dem, was in den Becken des östlichen EN beobachtet wird. Auch in der GS und auf dem IP wird, angeregt durch die Asymmetrie im Wärmeaustausch mit der Atmosphäre (siehe auch Kapitel 4.1.3), in Oberflächennähe eine Erwärmung im Zeitraum Mai bis August beobachtet und eine Abkühlung von September bis April. Der Aufbau einer stabilen Schichtung während des Sommers wird in beiden Becken durch den sommerlichen Eintrag von salzarmem Wasser nahe der Oberfläche unterstützt. Dabei ist der Eintrag in der GS salzärmer und auf eine dünnere Schicht beschränkt als auf dem IP.

Süßwasser kann in die westlichen Becken insbesondere durch lateralen Austausch mit dem Ostgrönlandstrom eingetragen werden. Ein wesentlicher Anteil des Süßwassers in der oberflächennahen Schicht des Ostgrönlandstroms kommt vom

sommerlichen Abschmelzen von Eis, welches mit dem Strom aus dem Arktischen Ozean transportiert wird (Holfort und Meincke, 2005). Dieser Eintrag wird entlang des Ausbreitungsweges des Ostgrönlandstroms durch windgetriebene vertikale Vermischung in größere Tiefen transportiert. Dabei schwächt sich das Signal durch Vermischung mit darunter liegenden Wassermassen ab und verteilt sich auf einen größeren Tiefenbereich. Der Austausch zwischen GS und Ostgrönlandstrom erfolgt, wenn das Süßwasser noch nahe der Oberfläche konzentriert ist; der Austausch mit dem IP, wenn es bereits auf einen weiteren Tiefenbereich verteilt ist.

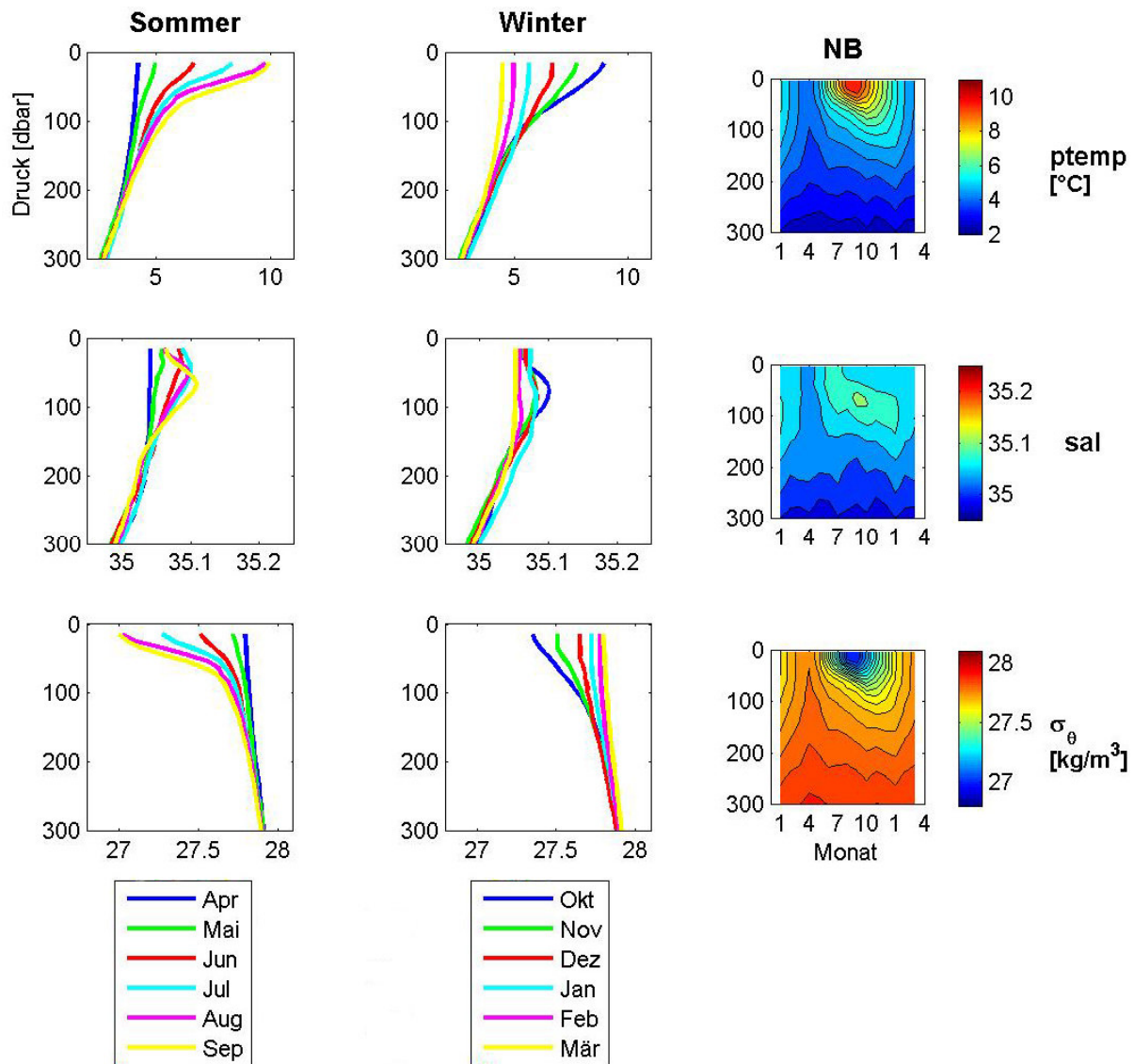


Abbildung 28: Dargestellt ist der mittlere Jahreszyklus im Norwegen-Becken; (oben) wird die Temperaturentwicklung für die Sommermonate (April – September), die Wintermonate (Oktober – März) und als Kontur-Plot dargestellt (von links nach rechts); (Mitte) in gleicher Weise die Salzgehaltsentwicklung und (unten) die Dichteentwicklung (σ_θ).

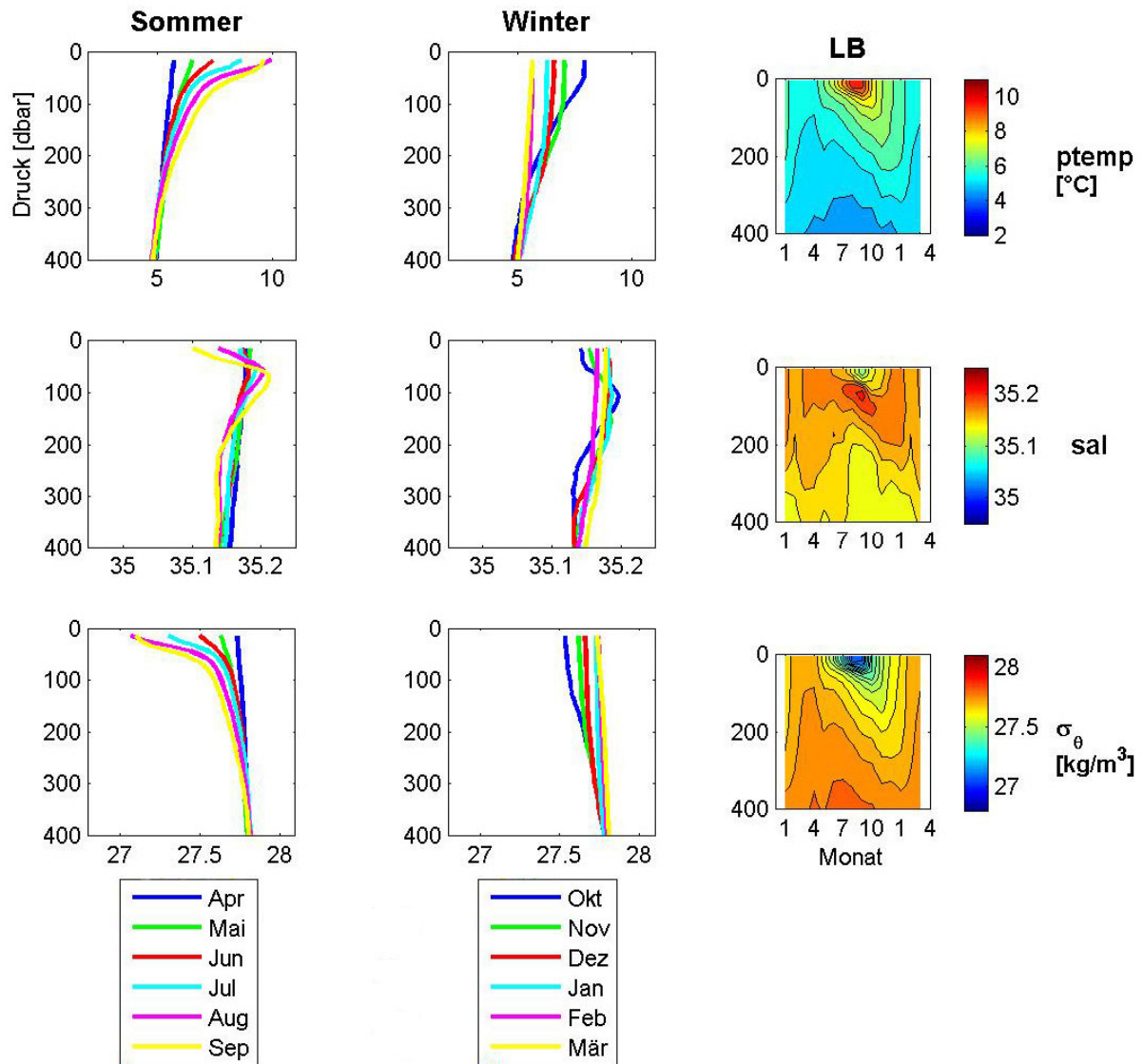


Abbildung 29: Dargestellt ist der mittlere Jahreszyklus im Lofoten-Becken; (oben) Temperatur, (Mitte) Salzgehalt, (unten) Dichte (σ_θ). Für eine genauere Beschreibung siehe Text zu Abbildung 28. Die Skalierungen für Temperatur, Salzgehalt und Dichte sind hier die gleichen wie in Abbildung 28.

Unterhalb der oberflächennahen Schicht ist nur in der GS der laterale Eintrag von Atlantischem Wasser sichtbar. Dieser ist aber insbesondere im Salzgehalt weniger sichtbar als im östlichen EN, wo der Eintrag in Form eines deutlichen Salzgehaltsmaximums bei etwa 100 m zu beobachten ist. Mit dem Beginn der winterlichen Abkühlung durch die Atmosphäre setzt vertikale Vermischung ein. In der GS führt dies dazu, dass die oberflächennahe Schicht mit geringen Salzgehalten durch Mischung mit dem darunter liegendem Atlantischem Wasser schrittweise abgebaut wird. Am Ende des Winters finden wir eine bis in mittlere bis große Tiefen homogenisierte Wassersäule vor. Im Gegensatz dazu bewerkstelligt die winterliche vertikale Vermischung auf dem IP lediglich, dass das salzarme oberflächennahe Wasser über einen deutlich weiteren Tiefenbereich verteilt wird. Eine Homogenisierung bleibt aber im Mittel auf die oberen 200 m beschränkt, und diese Schicht zeigt auch am Ende des Winters die niedrigsten Salzgehalte der gesamten

Wassersäule. Dies lässt sich damit erklären, dass einerseits die winterlichen Wärmeverluste an die Atmosphäre auf dem IP deutlich geringer sind als in der GS (siehe Abschnitt 4.1.3). Außerdem ist der Dichtegradient zwischen oberflächennaher Schicht und dem Arktischen Zwischenwasser, genauso wie im NB und LB, deutlich größer als in der GS.

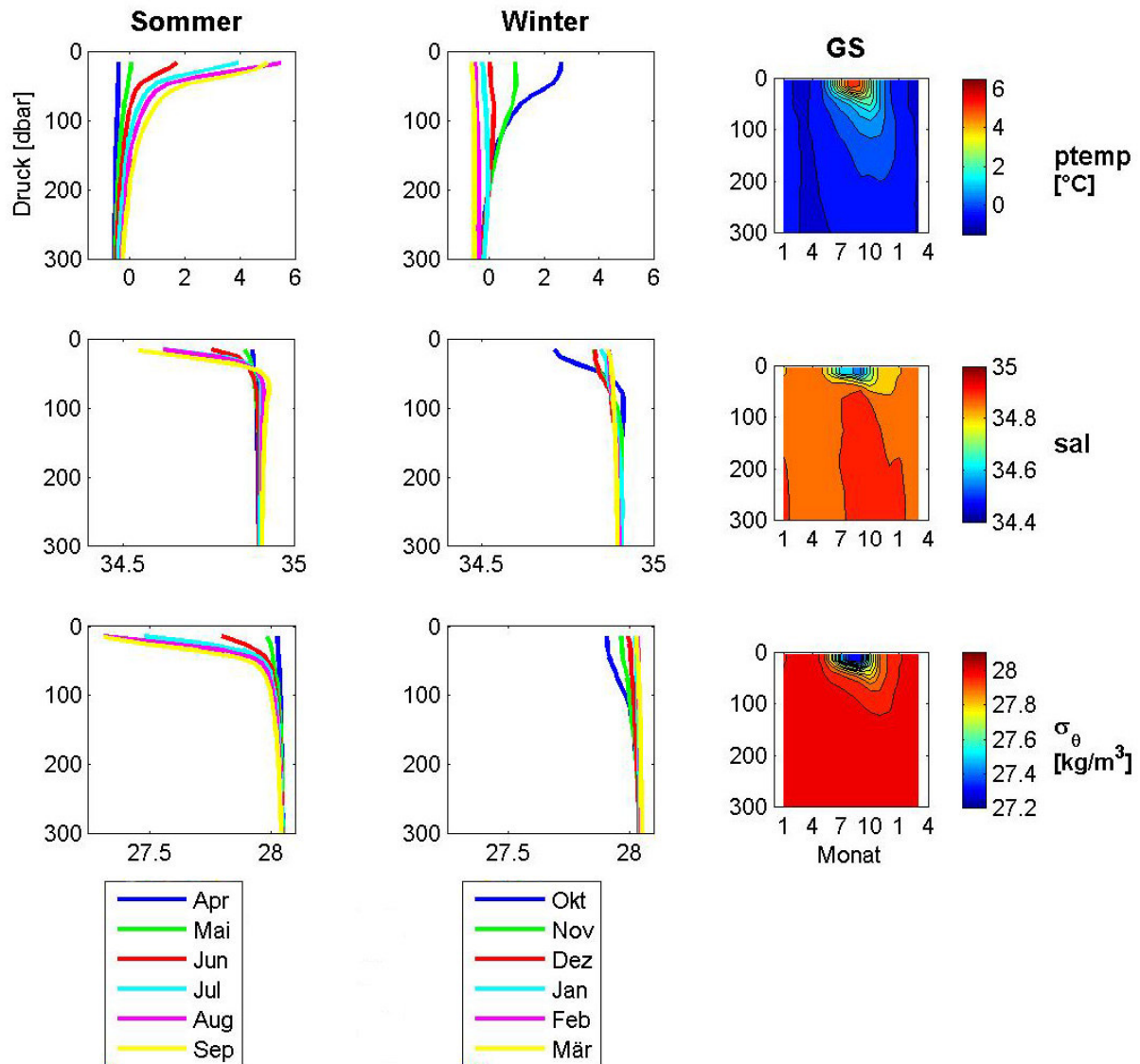


Abbildung 30: Hier ist der mittlere Jahreszyklus in der Grönlandsee dargestellt; (oben) Temperatur, (Mitte) Salzgehalt, (unten) Dichte (σ_θ). Für eine genauere Beschreibung siehe Text zu Abbildung 28.

Es zeigt sich also, dass die Jahreszyklen der vier Becken, obwohl sie vom Ablauf her große Übereinstimmungen aufweisen, sich im Detail deutlich unterscheiden. Insbesondere wird nur in der GS winterliche Konvektion in mittlere bis große Tiefen beobachtet, während die vertikale Vermischung in den anderen Becken nicht über die atlantische Schicht hinausreicht. Hierfür sind sowohl die vorgefundene Schichtung als auch der Wärmeaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre und der laterale Eintrag in die Becken von Bedeutung. Bei der Bildung einer salzarmen oberflächennahen Schicht könnten Süßwasserflüsse zwischen Ozean und

Atmosphäre eine Rolle spielen. Die Größenordnung und Bedeutung der einzelnen Beiträge wird im Rahmen der Budgetanalysen quantifiziert (Kapitel 4.2).

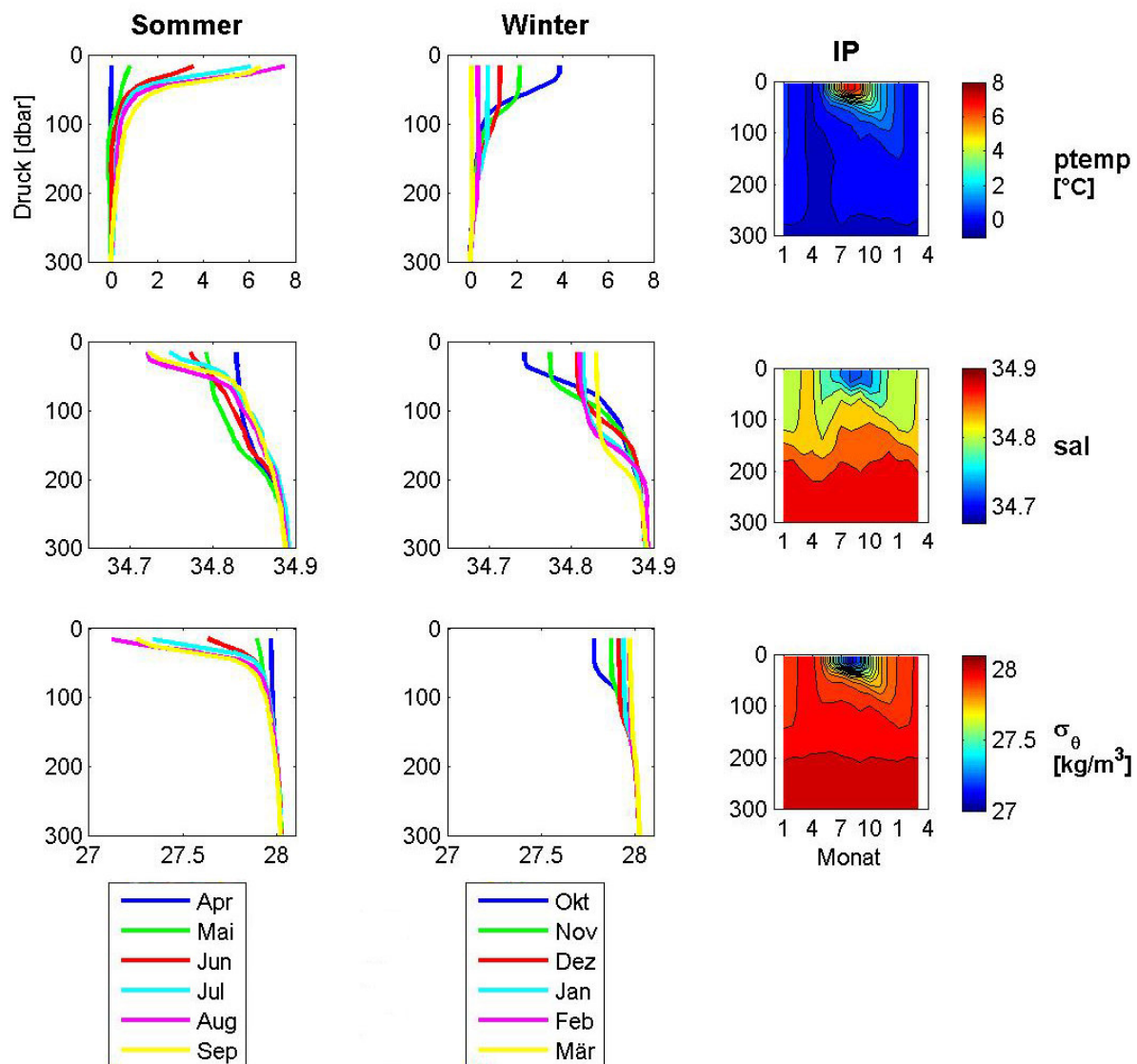


Abbildung 31: Hier ist der mittlere Jahreszyklus auf dem Island-Plateau dargestellt; (oben) Temperatur, (Mitte) Salzgehalt, (unten) Dichte (σ_θ). Für eine genauere Beschreibung siehe Text zu Abbildung 28.

3.2.4 Das saisonale Signal

Harmonische Analyse

Um zu ermitteln, ob die Anzahl der Floats, auf deren Messungen die Zeitserien basieren, ausreicht, um die Entwicklung der Hydrographie mit hinreichender Genauigkeit zu beschreiben, muss zwischen den verschiedenen Signalen unterschieden werden. Von Interesse sind in dieser Arbeit der saisonale Zyklus und längerfristige Veränderungen. In den Zeitserien liegen Signale bedingt durch Variabilitäten auf allen Raum- und Zeitskalen überlagert vor. Da insbesondere in Oberflächennähe der saisonale Zyklus von Temperatur und Salzgehalt das

dominierende Signal ist (siehe Abbildungen 24-27 a und b), wird dieses Signal mit Hilfe einer harmonischen Analyse von der Gesamtzeitserie getrennt.

Im ersten Schritt wird innerhalb jeder einzelnen Schicht derjenige Anteil der Temperatur- und Salzgehaltszeitserie ermittelt, der sich durch einen Sinus mit einer Periode von einem Jahr beschreiben lässt. Es zeigt sich, dass mit dieser Methode zwar das saisonale Signal erfasst werden kann aber nur unvollständig beschrieben wird. Der Austausch mit der Atmosphäre ist in dieser Region gekennzeichnet durch eine kurze Erwärmungsphase (etwa 4 Monate) und eine lange Abkühlungsphase (etwa 8 Monate) (für Details siehe 4.1.3). Während die Erwärmung in den oberflächennahen Schichten verbleibt, führt die Abkühlung zum Einsetzen vertikaler Vermischung und damit wird das Signal auf einen weiteren Tiefenbereich verteilt. Dieses spiegelt sich im Ozean in Oberflächennähe in einem schmalen, herausragenden Temperaturmaximum und einem breiten, flachen Temperaturminimum wieder. Dieses Signal wird erst vollständig erfasst, wenn die Originaltemperaturzeitserie durch einen Sinus mit einer Periode von einem Jahr in Kombination mit einem Sinus mit einer Periode von einem halben Jahr angenähert wird. Auch das saisonale Signal der Salzgehaltszeitserien lässt sich auf diese Weise deutlich besser erfassen. Auch wenn der atmosphärische Eintrag von Süßwasser in Oberflächennähe keinen vergleichbaren Verlauf zeigt (siehe 3.2), so findet doch eine Akkumulation von Süßwasser in Oberflächennähe während des Sommers und eine vertikale Verteilung während des Winters statt. Im Anhang 1 sind beispielhaft Bilder aus der GS von der Anpassung des saisonalen Signals in der Temperatur- und Salzgehaltszeitserie für eine oberflächennahe Schicht gezeigt.

Das in der harmonischen Analyse ermittelte saisonale Signal wird von der Originalzeitserie getrennt. Daraufhin gibt es für jedes Becken zwei Zeitserien; eine Zeitserie zeigt die saisonale Variabilität, die andere zeigt sowohl die vorhandene Variabilität auf inter-annualen und längeren Zeitskalen als auch hochfrequente Variabilität. Die nach dieser Methode berechneten Zeitserien sind im Anhang 1 für alle vier Becken dargestellt.

Die hochfrequente Variabilität, die in den Zeitserien ohne saisonales Signal sichtbar ist, ist bedingt durch mesoskalige Strukturen. Diese werden mit der vorhandenen Anzahl von Messungen nur unzureichend erfasst (siehe Abschnitt 3.1.6). In der weiteren Arbeit wird diese Variabilität nur im Zusammenhang mit der Ermittlung der winterlichen vertikalen Vermischung berücksichtigt (siehe ebenfalls Abschnitt 3.1.6).

Außerdem zeigen die Zeitserien ohne saisonales Signal inter-annuale und längerfristige Variabilität. Diese werden in Abschnitt 3.2.5. betrachtet. Es ist aber bei einer Länge der Zeitserien zwischen 5 und 11 Jahren nicht möglich, die verschiedenen Signale in Abhängigkeit von ihrer Frequenz rechnerisch (durch Filtern oder weitere harmonische Analysen mit Perioden ab 2 Jahren) voneinander zu trennen. So kann auch eine Abschätzung der Amplituden der verschiedenen Anteile hier nicht erfolgen.

Das saisonale Signal

Als Maß für die Größe des saisonalen Signals werden aus den Zeitserien für jede Schicht der Mittelwert und die zugehörige Standardabweichung berechnet. Die Standardabweichung kann angesehen werden als die mittlere Amplitude des Signals

und ist in Abbildung 32 in Abhängigkeit von der Tiefe dargestellt. Die Amplitude des saisonalen Signals sowohl in der Temperatur als auch im Salzgehalt ist in allen vier Becken maximal an der Oberfläche. Dort werden in der Temperatur Amplituden zwischen etwa 1.5 und 2.5 K beobachtet. Das schwächste saisonale Signal findet sich im LB und das Stärkste auf dem IP. Innerhalb der ersten 100 m der Wassersäule fällt die Amplitude des Temperatursignals in allen Becken stark ab. Sie hat in dieser Tiefe eine Größe von 0.3 bis 0.7 K und entspricht 20-30 % des oberflächennahen Signals im jeweiligen Becken. Im IP ist ab etwa 300 m Tiefe kein saisonales Signal mehr sichtbar, im NB und in der GS ab etwa 750 m.

Das Profil der saisonalen Amplitude für die Temperatur im LB zeigt im Gegensatz dazu ein ausgedehntes Zwischenmaximum in Tiefen zwischen etwa 750 und 1200 m. Dieses Maximum kann erklärt werden durch die 2010 beobachtete Deckschichtvertiefung. Wie unter 3.2.1 erklärt wurde, ist das Phänomen bedingt durch eine unzureichende Abtastung des mittleren Zustands des LB in diesem Zeitraum. So handelt es sich auch bei dem Zwischenmaximum in Abbildung 23 um ein Artefakt bedingt durch die geringe Anzahl von Float-Messungen in dem genannten Zeitraum. Es wird in der harmonischen Analyse bedingt als saisonales Signal interpretiert (siehe Anhang I, Abbildung 6 und 8) und dominiert den Wert für die mittlere Standardabweichung im angegebenen Tiefenbereich. Die Zeitserie zeigt, abgesehen von diesem Zeitraum, Tiefen der Atlantischen Schicht von etwa 750-800 m. Die vertikale Vermischung, die das oberflächennahe saisonale Signal während des Winters in größere Tiefen transportiert, reicht im Mittel nur bis in 200-300 m Tiefe (Abbildung 25 d). So wird hier davon ausgegangen, dass auch im LB das saisonale Signal bis in etwa 750 m vollständig abgeklungen ist.

Für das saisonale Signal im Salzgehalt (Abbildung 32) zeigt sich prinzipiell ein ähnlicher Verlauf. Maximale Amplituden werden beobachtet nahe der Oberfläche. Das saisonale Signal verschwindet im IP bei etwa 300 m und im NB, LB und GS bei etwa 750 m. Hier muss ebenfalls berücksichtigt werden, dass das Zwischenmaximum im Tiefenbereich 750 – 1200 m im LB bedingt ist durch eine zu geringe Anzahl von Messungen. Die Amplituden in Oberflächennähe unterscheiden sich, im Gegensatz zu der Temperatur, in den vier Becken deutlich voneinander. In der GS wird das stärkste Signal mit einer Amplitude von 0.175 beobachtet. Es reduziert sich bis in 100 m Tiefe auf 0.025. Auf dem IP findet sich an der Oberfläche etwa 0.04, in 100 m Tiefe etwa 0.02 und in 200 m 0.01. Im NB hat das Signal an der Oberfläche eine Größe von etwa 0.03 und reduziert sich bis in 500 m Tiefe annähernd kontinuierlich auf die Hälfte. Im LB hat das Signal zwischen 0 und 500 m Tiefe eine Größe von etwa 0.02 bis 0.03. Nur in den oberen 20 bis 30 m zeigt sich eine leicht größere Amplitude.

Eine Kombination der Ergebnisse von Abbildungen 22 und 32 zeigt Abbildung 33. Es wird hier in Abhängigkeit von der Tiefe die Anzahl der Floats gezeigt, die nötig sind, um das saisonale Signal zu erfassen. Die Abbildungen enthalten eine Trennlinie, die angibt, wieviele Float-Messungen in den einzelnen Becken im Mittel vorhanden sind. Linien links von der Trennlinie zeigen Tiefenbereiche, in denen das saisonale Signal mit der mittleren Anzahl von Floats im jeweiligen Becken aufgelöst werden kann. Bei einer Anzahl von drei Floats ergibt sich eine Genauigkeit von ± 0.25 in Oberflächennähe und ± 0.08 in 500 m Tiefe (bei einem Float in 0 m etwa ± 0.55 und in 500 m ± 0.14).

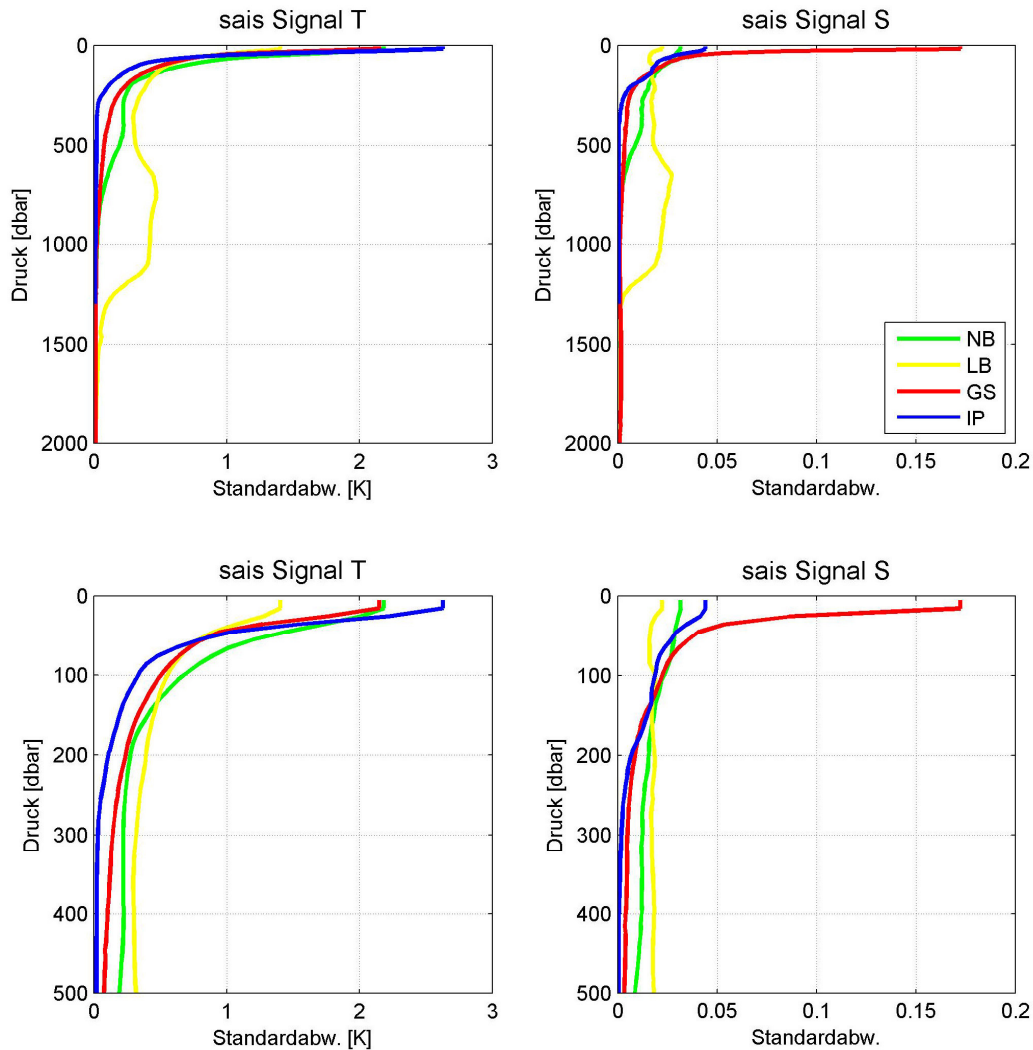


Abbildung 32: Dargestellt ist die Standardabweichung in Abhängigkeit von der Tiefe, berechnet aus den Zeitserien des saisonalen Signals (siehe Anhang I, Abb. 3, 7, 11, 15) für alle vier Becken.

Die Abbildungen veranschaulichen, dass es in allen Becken fast durchgehend möglich ist, das saisonale Signal zu beschreiben. Nur sehr nahe der Oberfläche im NB (oberhalb von 30 m), LB (oberhalb von 50 m) und auf dem IP (oberhalb von 50 m), wo das Signal im Salzgehalt im Verhältnis zur GS relativ schwach ist, gelingt dies nicht. Außerdem ist es auf dem IP für die Temperatur ab 140 m nicht mehr möglich und für den Salzgehalt ab 180 m. Dies ist bedingt durch die geringe Anzahl von Messungen auf dem IP. In der GS ist der Abfall der Amplituden mit der Tiefe am stärksten und so sind dort schon für den Salzgehalt ab 250 m Tiefe und für die Temperatur ab 576 m die saisonalen Signale nicht mehr mit hinreichender Genauigkeit auflösbar.

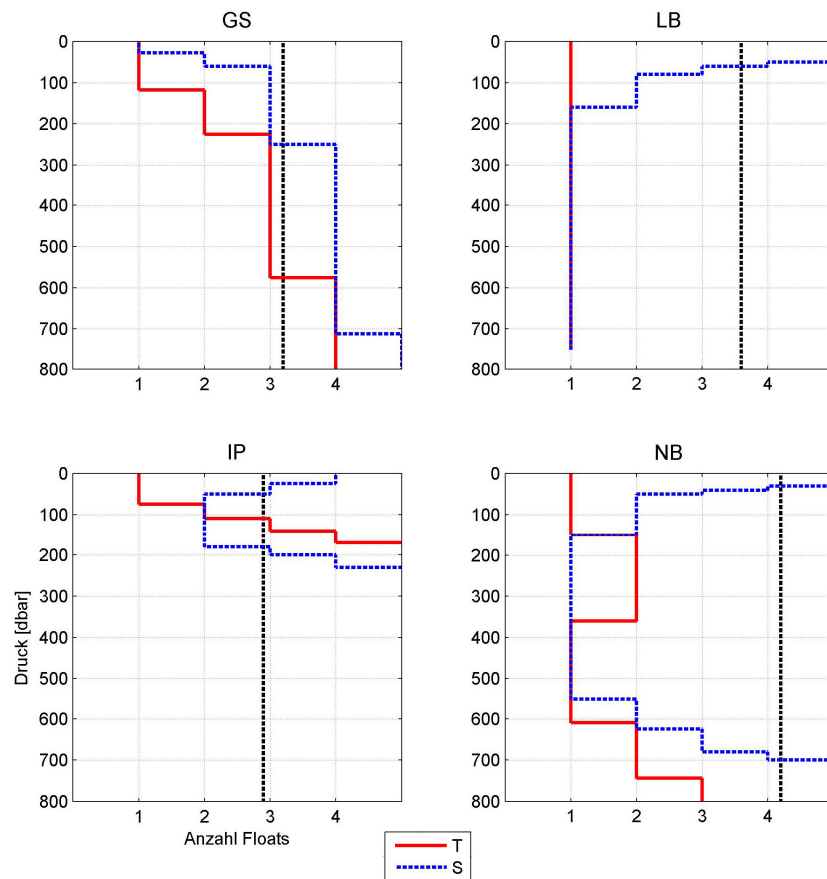


Abbildung 33: Die Abbildung zeigt in Abhängigkeit von der Tiefe, wieviele Floats in jedem Becken nötig sind, um das saisonale Signal in der Temperatur und im Salzgehalt mit hinreichender Genauigkeit zu erfassen. Die schwarzgestrichelte Linie markiert die mittlere Anzahl von Floats, d. h. Kurven links von dieser Linie sind im Mittel mit Messungen abgedeckt.

3.2.5 Die langfristige Entwicklung von Temperatur und Salzgehalt

In diesem Abschnitt wird untersucht, inwieweit in den einzelnen Becken langfristige Entwicklungen von Temperatur und Salzgehalt beobachtet werden können. Wie unter 3.2.4 beschrieben, lässt sich bei der gegenwärtigen Länge der Zeitserien interannuale Variabilität von dekadischer bis multidekadischer Variabilität rechnerisch nicht trennen.

Untersuchungen von Holliday et al. (2008) ergaben, dass sowohl die Temperatur als auch der Salzgehalt des in das EN einströmenden Atlantischen Wassers multidekadischen Schwankungen unterliegen. Im Färöer-Schottland-Kanal (Faroe-Shetland-Channel) stiegen die Salzgehalte seit 1996 an und erreichten höchste Werte 2006, seitdem ist ein leichtes Absinken zu beobachten. Für die Temperaturen wurden höchste Werte 2003 beobachtet. Aber auch 2005 und 2006 blieben die Temperaturen hoch. Die Ausbreitung dieser Signale mit der mittleren Advektion des Atlantischen Wassers innerhalb des EN wurde anhand von CTD-Standschnitten verfolgt und ergab ein Eintreffen der Signale in der Framstraße in 50 bis 500 m Tiefe um 3 bis 4 Jahre verspätet (Abbildung 34).

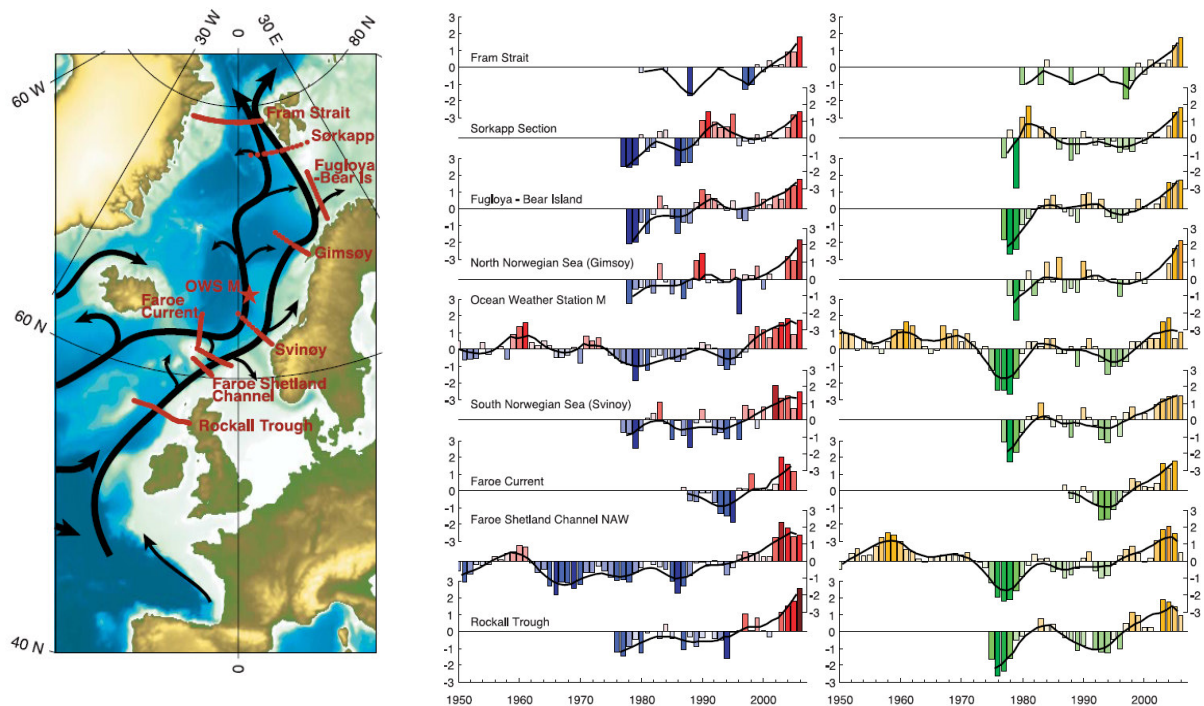


Abbildung 34: (rechts) Darstellung von normierten Temperaturen- und Salzgehaltsanomalien (das langjährige Mittel wurde abgezogen) gemessen auf verschiedenen Standardschnitten entlang des Ausbreitungsweges des Atlantischen Wassers innerhalb des EN vom Einstrom bis zur Framstraße. Die Lage der Schnitte kann der Karte (links) entnommen werden. Die Abbildungen sind Holliday et al. (2008) entnommen. Dort findet sich auch eine genauere Beschreibung der Datenbearbeitung und Mittelung.

In Übereinstimmung damit ergaben Untersuchungen zum Wärmeinhalt der Atlantischen Schicht im östlichen EN von Skagseth und Mork (2012) einen Anstieg für den Zeitraum 1998 bis 2004. Dabei wurden deutlich größere Veränderungen im LB als im NB beobachtet. Skagseth und Mork erklären das durch den direkteren Eintrag von Atlantischem Wasser ins LB. Die Ausbreitung der Anomalie erfolgt nach Norden mit dem Norwegisch-Atlantischen-Strom entlang des Kontinentalabhangs (Norwegian Atlantic Slope Current), bis durch die Formation und südwestliche Propagation von antizyklonalen Wirbeln am steilen Kontinentalabhang zum LB ein Transfer ins Innere des Beckens stattfindet. Die Untersuchung ergab außerdem, dass die beobachteten Schwankungen im Wärmeinhalt hauptsächlich durch Advektion bedingt sind. Veränderungen im Wärmefluss zwischen Ozean und Atmosphäre vor Ort spielen eine untergeordnete Rolle.

In Anlehnung an Holliday et al. (2008) ist zu erwarten, in den Becken im Inneren des EN steigende Temperaturen und Salzgehalte nach 1996 zuerst im NB und LB innerhalb der Atlantischen Schicht zu beobachten. Deutlich später sollte das Signal in die GS lateral eingetragen werden. Die Entfernung vom Einstrom des Atlantischen Wassers ins EN bis in die GS ist in etwa vergleichbar mit derjenigen bis zur Framstraße. Zusätzlich muss bei der GS der Transfer vom Randstrom ins Innere des Beckens bewerkstelligt werden. In der GS (und evtl. auch auf dem IP) könnten diese Signale dann mit der winterlichen Konvektion und dadurch Bildung von Arktischem Zwischenwasser auf einen größeren Tiefenbereich ausgebreitet werden. Mit dem Arktischen Zwischenwasser würde das Signal dann auch in mittlere Schichten des NB und LB weiter transportiert werden.

Abbildung 35 und 36 stellen den Versuch dar, diese Vorstellung von einer Signalausbreitung mit dem Atlantischen Wasser anhand der Zeitserien ohne saisonales Signal (siehe Anhang I) nachzuvollziehen. Die Zeitserien enthalten zusätzlich zu den längerfristigen Signalen außerdem hochfrequentes Rauschen bedingt durch die schlechte Abtastung der mesoskaligen Variabilität. So wurden sie mithilfe eines gleitenden Mittels über ein halbes Jahr geglättet (Anhang I, Abbildungen 5, 9, 13 und 17).

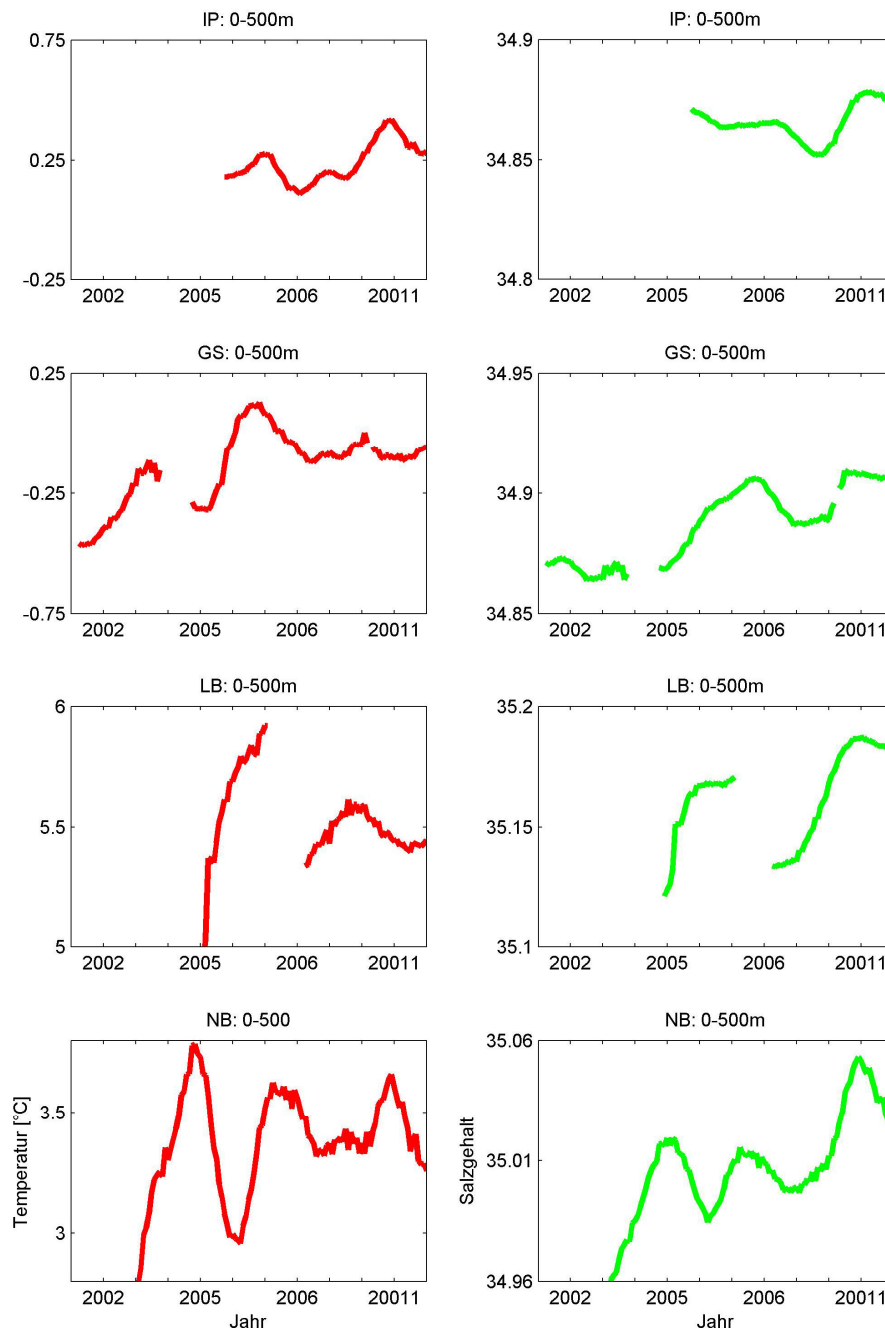


Abbildung 35: Darstellung der Monatsmittelwerte von (links) Temperatur und (rechts) Salzgehalt im Tiefenbereich 0 bis 500 m im Norwegen-Becken, im Lofoten-Becken, in der Grönlandsee und auf dem Island-Plateau. Dabei wird davon ausgegangen, dass sich die Propagation von Anomalien/Signalen innerhalb des EN in den Bildern von unten nach oben fortsetzen sollte.

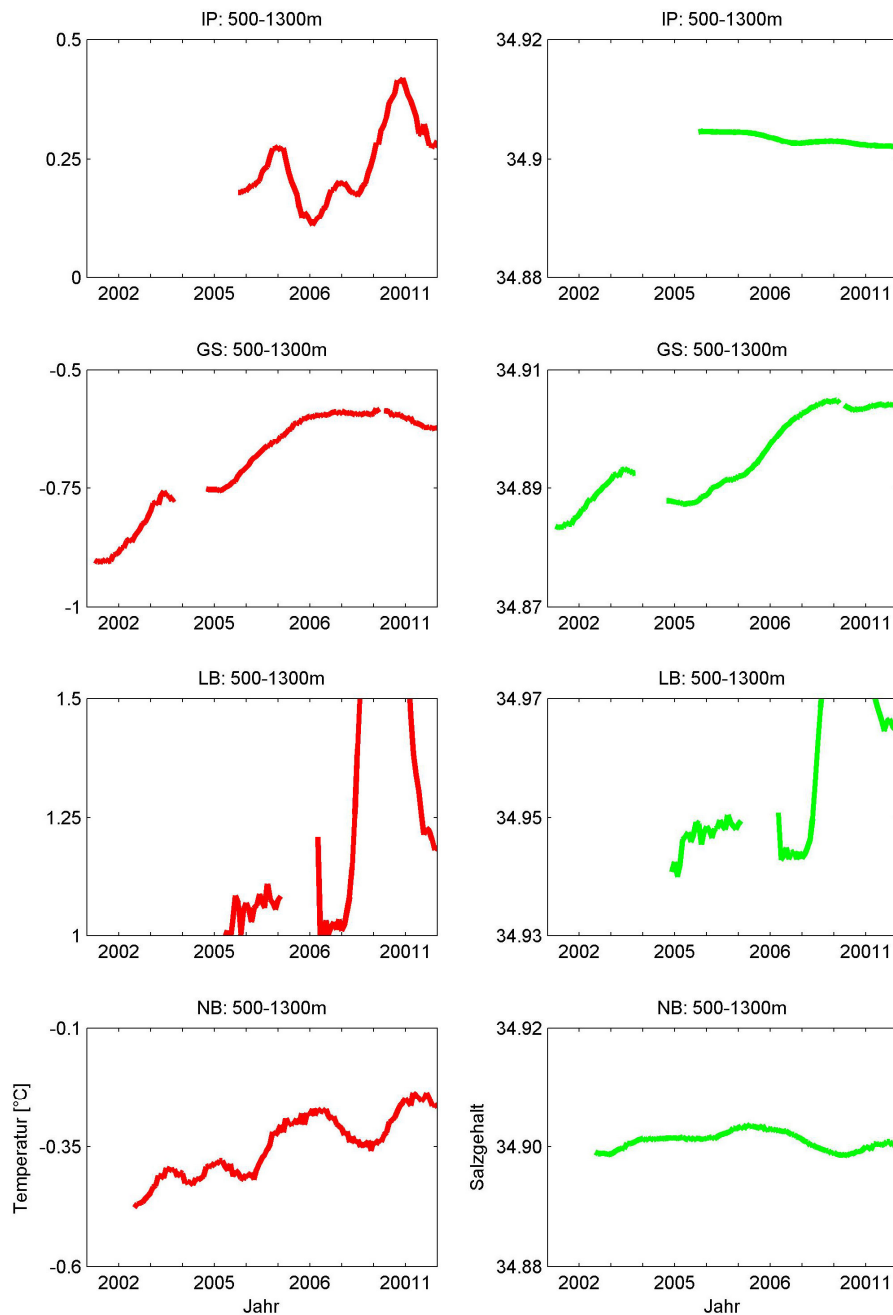


Abbildung 36: Darstellung der Monatsmittelwerte von (links) Temperatur und (rechts) Salzgehalt im Tiefenbereich 500 bis 1300 m im NB, LB, GS und IP. Die Propagation von Anomalien/Signalen innerhalb des Zwischenwassers des EN sollte sich in den Bildern von oben nach unten vollziehen (vom IP und der GS ins NB und LB).

In Abbildung 35 ist die Temperaturentwicklung innerhalb der oberen 500 m der Wassersäule dargestellt. Es zeigt sich, dass nur in der GS in der Temperatur und im Salzgehalt und im NB in Salzgehalt ein leichter Anstieg seit Beginn der Messungen mit Floats beobachten werden kann. Dazu ist in Abbildung 36 zu beobachten, wie in der GS dieses Signal außerdem in das Arktische Zwischenwasser eingetragen wird (500 -1300 m). Dieses Signal erreicht auch das NB, wo ein Anstieg der Temperatur beobachtet werden kann. In allen anderen Gebieten und Tiefenbereichen zeigt sich, dass die Zeitserien zu kurz sind und/oder zu starken inter-annualen Schwankungen

unterliegen, als dass eine langfristige Entwicklung sichtbar werden kann. (Die hohen Temperaturen und Salzgehalte im LB in 500-1300 m in 2010 sind wiederum Zeichen der schlechten Abtastung; siehe Abschnitt 3.2.1). Insgesamt ist die Größenordnung der beobachteten Temperatur- und Salzgehaltsanstiege deutlich schwächer als diejenige der Beobachtungen von Holliday et al. (2008). Dies lässt sich zum einen damit erklären, dass hier Signale im Inneren der Becken analysiert werden, während Holliday et al. (2008) Signale im Randstrom betrachten. Außerdem wird das Signal im Atlantischen Einstrom in der GS durch die Konvektion auf einen großen Tiefenbereich ausgebreitet.

3.2.6 Das Intermediäre Temperaturmaximum (*Intermediate Temperature Maximum*) in der Grönlandsee

In der Temperaturzeitserie der GS (Abbildung 28 a) ist bis etwa Ende 2002 ein Intermediäres Temperaturmaximum (Intermediate Temperature Maximum, **ITM**) im Tiefenbereich 1500 bis 1800 m zu erkennen. Hierbei handelt es sich um eine Besonderheit in der Schichtung im Inneren der GS, die seit 1993 beobachtet wird und erstmalig von Meincke et al. (1997) beschrieben wurde. Die reine Float-Zeitreihe ist nicht geeignet, das Phänomen in seiner Entwicklung zu zeigen. So wurde sie in Abbildung 36 mit einer Zeitserie aus mittleren jährlichen Profilen der potentiellen

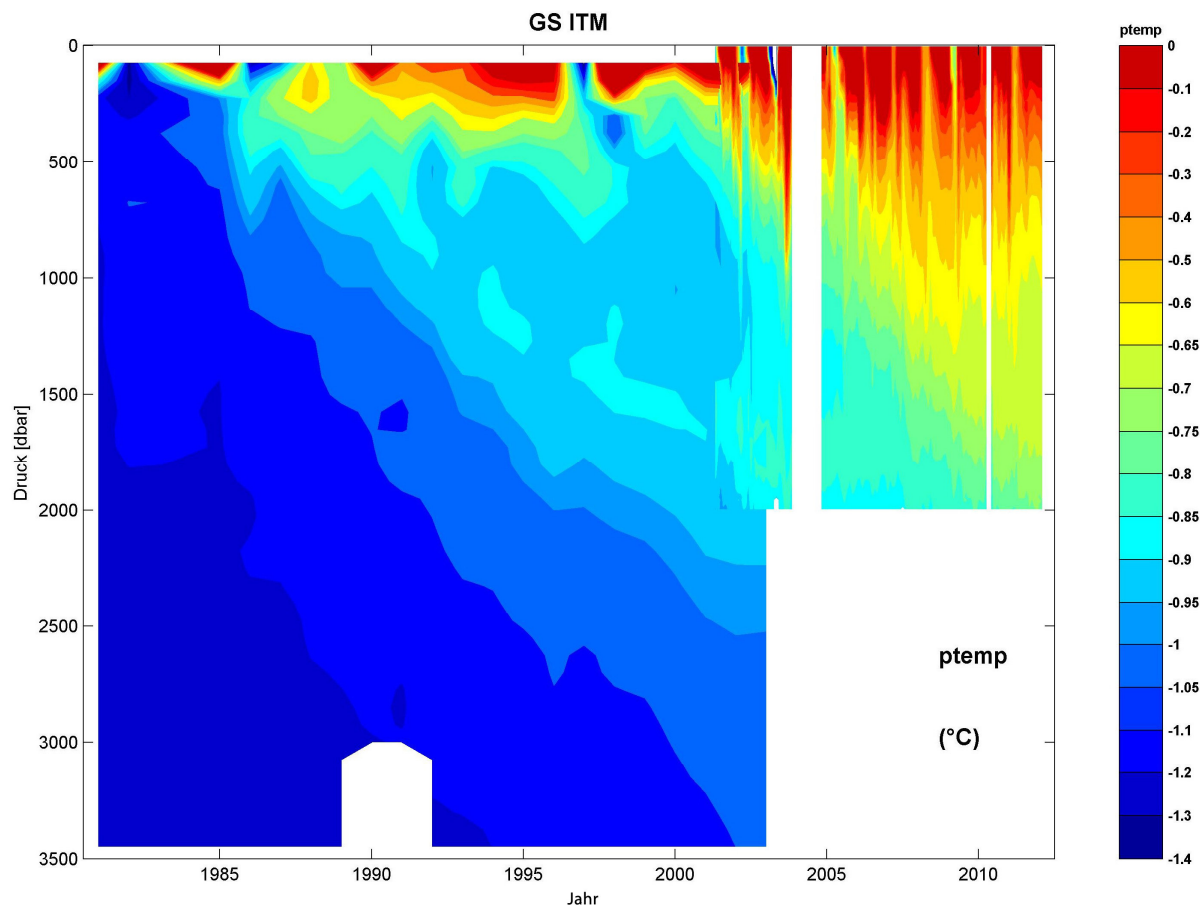


Abbildung 36: Die Entwicklung des ITM (Intermediate Temperature Maximum) in der Grönlandsee von 1981 bis 2008 dargestellt anhand von mittleren Profilen der potentiellen Temperatur aus CTD-Daten von 1981 bis 2003 und aus Argo-Float-Daten von April 2004 bis Ende 2008; genauere Erklärungen siehe Text.

Temperatur in der GS von CTD-Daten kombiniert, die mir von J. Karstensen zur Verfügung gestellt wurden (pers. Mitt., 2007). Im Zeitraum 1981 bis 2003 wurden die CTD-Profile innerhalb der inneren GS zu einem mittleren jährlichen Profil zusammengefasst. Es gehen hier allerdings meist nur Sommerdaten ein. Eine genaue Beschreibung der CTD-Datenbearbeitung zur Erstellung der Zeitserie findet sich bei Karstensen et al. (2005).

Das ITM entwickelte sich seit 1993 und wurde ursprünglich in etwa 800 m Tiefe beobachtet. In den folgenden Jahren sank das ITM mit etwa 100 m pro Jahr ab. In der zweiten Hälfte der 90er Jahre verlangsamte sich die Absinkbewegung und das ITM erreichte im Jahr 2000 etwa 1500 – 1800 m Tiefe.

Das ITM besitzt die gleiche Dichte (und auch gleiche Temperatur und Salzgehalt) wie das Tiefenwasser des Kanadischen Beckens (Canadian Basin Deep Water) und die Langlebigkeit des Phänomens lässt sich damit erklären, dass Tiefenwasser des Kanadischen Beckens isopyknisch ins Innere der GS eindringt und so dazu beiträgt, dass die Charakteristik sich nicht durch Diffusion abschwächt (Rudels et al., 2012). Bei tieferreichender Konvektion würde das ITM zerstört. So muss im Zeitraum 1993 bis mindestens 2002 die Konvektion auf Tiefen oberhalb des ITM beschränkt geblieben sein, und es wurde dabei Arktisches Zwischenwasser mit deutlich niedrigeren Temperaturen (und gleichzeitig auch niedrigeren Salzgehalten) erzeugt, als wir sie im ITM vorfinden. Gleichzeitig befand sich die gesamte Wassersäule in einer Absinkbewegung. Budéus et al. (1998) und Budéus und Ronski (2009) erklären die Absinkbewegung durch den Ausstrom von Wasser aus den tiefen Schichten vom Inneren des Beckens zu den Rändern in Form von Strömungen in der Bodengrenzschicht. Dieser Ausstrom wird durch Einstrom in den oberflächennahen Schichten kompensiert. Rudels et al. (2012) stellen als andere Möglichkeit zur Diskussion, dass sich die Aufwölbung der Isopyknen im Inneren der GS (das sogenannte doming, siehe Abschnitt 2.4) durch das Ausbleiben tiefer Konvektion verringert hat. Mit dem Absinken der Isopyknen sinkt dann auch das ITM ab.

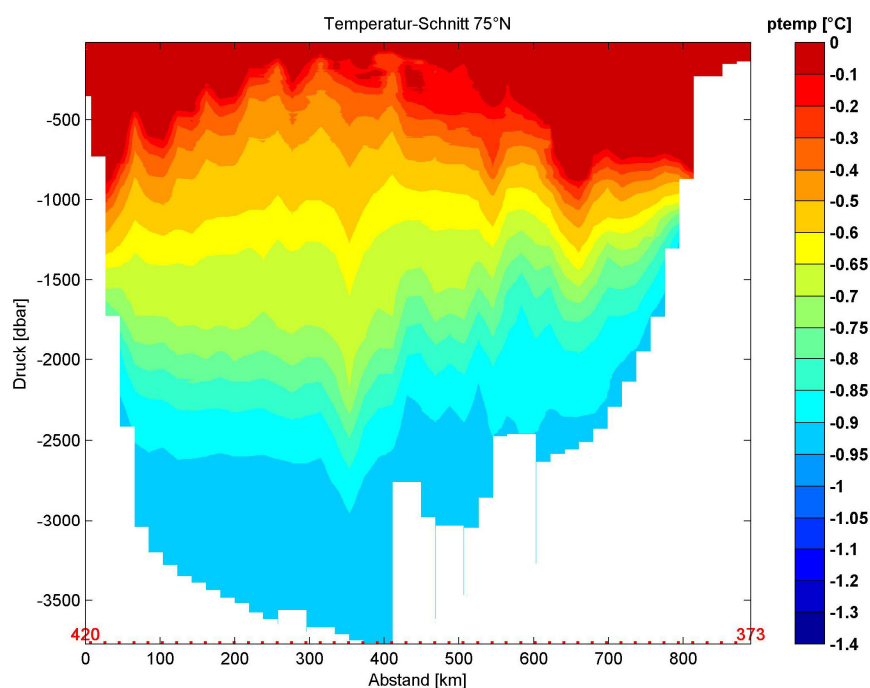


Abbildung 37: Der Temperatur-schnitt entlang 75°N durch die GS aus dem August 2012 (unkalibrierte Daten) aufgenommen mit FS Poseidon (POS 437-2) lässt kein ITM erkennen. Die Farbskala ist die gleiche wie in Abbildung 36. Rote Striche und Zahlen an der unteren Achse markieren die einzelnen Stationen.

Innerhalb des Zeitraums der Float-Beobachtungen zeigt sich eine kontinuierliche Erwärmung der Schichten oberhalb des ITM. Das führt auch dazu, dass ab 2003 kein ITM mehr sichtbar ist. Denkbar wäre, dass das ITM auf Tiefen unterhalb 2000 m abgesunken ist; also unterhalb der Float-Beobachtungen. Aber auch die jährlichen hydrographischen Aufnahmen der GS bis in Bodennähe von G. Budéus (pers. Mitt. 2009) entlang 75°N weisen seit 2003 kein ITM mehr auf. Dieses wird durch Messungen entlang 75°N aus diesem Jahr bestätigt (Abbildung 37). So ist dieses isolierte Phänomen von der allgemeinen Erwärmung verschluckt worden.

3.2.7 Inter-annuale Variabilität des Salzgehalts in Oberflächennähe in der Grönlandsee

In der GS lassen sich in der oberflächennahen Schicht (bis etwa 50 m Tiefe) im Salzgehalt große inter-annuale Schwankungen erkennen. Diese sind sowohl in der Gesamtzeitserie sichtbar (Abbildung 26 b) als auch nach der Trennung von saisonalen Signal und längerfristigen Signalen (Abbildung 38).

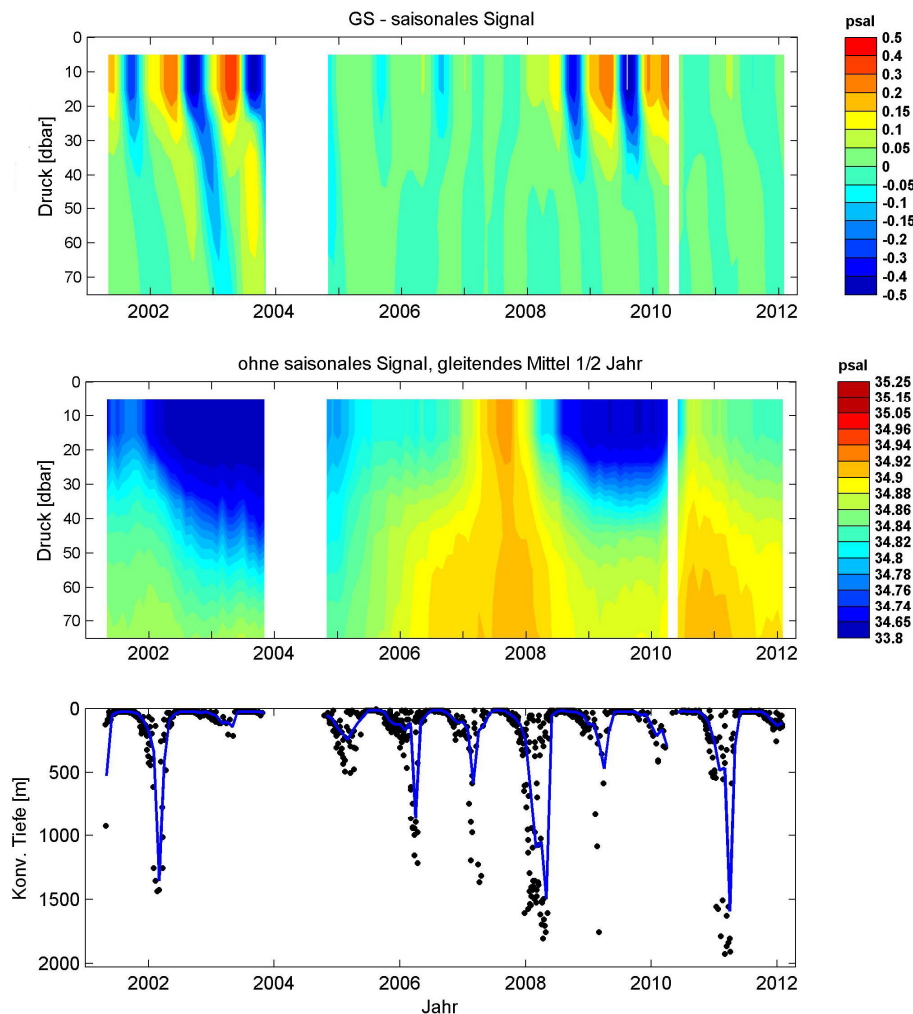


Abbildung 38: Auszug der oberen 75 m der Wassersäule aus den Zeitserien des Salzgehalts in der GS für das saisonale Signal (oben) und ohne das saisonale Signal und nach Glättung mit einem gleitenden Mittel über ein halbes Jahr (Mitte); beide Farbskalen sind nichtlinear. (Unten) Konvektionstiefe in der GS im gleichen Zeitraum.

Sowohl 2001, 2002 und 2003 als auch 2008 und 2009 sind niedrige Salzgehalte besonders am Ende des Sommers zu beobachten. Dagegen ist in den Jahren 2005 bis 2007 und nach 2009 weder ein vergleichbares saisonales Signal für den Salzgehalt noch insgesamt eine auffällig salzarme Oberflächenschicht auszumachen.

In Verbindung mit niedrigen Salzgehalten in der Oberflächenschicht ist auch die Konvektion im folgenden Winter flach. Typische Konvektionstiefen im Winter 2002/3, 2008/9 und 2009/10 sind geringer als 500 m. Nur 2001/2 wird abweichend Konvektion bis in etwa 1400 m beobachtet. Dickson et al. (1996) brachte die inter-annuale Variabilität von Süßwasser in der oberflächennahen Schicht in Verbindung mit Variabilität der nördlichen Winde im nordwestlichen EN, die bedingt durch Ekman-Dynamik dazu führen, dass sich die äußere Grenze des salzarmen Polarwassers verschiebt. Eine systematische Analyse des Zusammenhangs zwischen Windrichtung und -stärke und Ausbreitung des Polaren Wassers steht noch aus.

3.3 Zusammenfassung zur Hydrographie

Mit dem Float-Datensatz aus dem EN kann auf der Basis von Monatsmittelwerten die Entwicklung der Hydrographie in den vier tiefen Becken in den oberen 2000 m der Wassersäule anhand der Zeitserien von Temperatur, Salzgehalt und Dichte beschrieben werden.

Es lassen sich charakteristische Strukturen der Schichtung als auch des Jahreszyklus in den tiefen Becken beschreiben. Insbesondere in Bezug auf die sommerliche Erwärmung wird offensichtlich, dass diese sowohl durch Austausch mit der Atmosphäre als auch lateralen Eintrag von Atlantischen Wassermassen bedingt ist. Die Quantifizierung der beiden Anteile wird aber erst mit den Budgetkalkulationen von Kapitel 4 möglich.

Das saisonale Signal ist bis maximal 750 m Tiefe das dominierende Signal. Die Länge der Zeitserien von 5 bis 11 Jahren und die Anzahl der unabhängigen Messungen pro Monat innerhalb jeden Beckens macht es möglich, dieses Signal zu isolieren und im Detail zu beschreiben. Für die Differenzierung zwischen inter-annualen und dekadisch bis multidekadischen Signalen reicht die Länge der Zeitserien nicht aus. Gleichmaßen ist es nicht möglich, mesoskalige Strukturen innerhalb der tiefen Becken mit der Anzahl der Messungen aufzulösen. Für eine Beurteilung der beckenweiten Schwankungen der winterlichen Deckschicht- bzw. Konvektionstiefen wird auf die Einzelbeobachtungen zurückgegriffen. Die daraus berechnete *typische* Deckschicht- oder Konvektionstiefe berücksichtigt die Häufigkeit der Einzelbeobachtungen.

Die erworbenen Kenntnisse über den saisonalen Zyklus lassen sich zukünftig dazu benutzen, die historischen Daten, die vornehmlich aus dem Sommer stammen, einer saisonalen Korrektur zu unterwerfen. Danach können sie dazu benutzt werden, langfristige Entwicklungen der Hydrographie im EN zu analysieren.

Inter-annuale und dekadisch bis multidekadische Variabilität kann bei der vorgegebenen Länge der Zeitserien von maximal 11 Jahren nur ansatzweise analysiert werden. Es zeigen sich in der GS über den kompletten Tiefenbereich von 0 bis 1300 m steigende Temperaturen und Salzgehalte seit Beginn der Messungen

2001 und im Norwegenbecken steigende Salzgehalte in 0 bis 500 m Tiefe und steigende Temperaturen im Zwischenwasser in 500 bis 1300 m Tiefe seit 2002. Diese lassen sich in Zusammenhang mit den Untersuchungen von Holliday et al. (2008) als Anzeichen multi-dekadischer Variabilität des einströmenden Atlantischen Wassers interpretieren, die sich mit der Advektion dieser Wassermasse im EN ausbreiten. Das Signal wird außerdem bei der Konvektion ins Arktische Zwischenwasser eingetragen und breitet sich danach auch mit dieser Wassermasse im EN aus.

In der GS dokumentiert die Float-Zeitserie dazu die Auflösung des Intermediären Temperaturmaximums während des Beobachtungszeitraums und die inter-annuale Variabilität des oberflächennahen Salzgehalts.

Die in Abschnitt 4.2 analysierten jährlichen Wärme- und Süßwasserbudgets basieren auf mittleren Jahreszyklen für den Zeitraum, in dem Daten vorliegen. Zwischenjährliche und längerfristige Veränderungen der Budgets lassen sich anhand dieses Datensatzes nicht hinreichend genau erfassen.

4 Wärme- und Süßwasserbudgets

In diesem Kapitel werden für die vier Becken des EN Wärme- und Süßwasserbudgets aufgestellt. Aus den Zeitserien zur Hydrographie auf Grundlage der Float-Daten wird ein mittlerer Jahres-Zyklus des Wärme- und Süßwasserinhalts im Inneren der Becken abgeleitet. Der Austausch von Wärme- und Süßwasser zwischen Ozean und Atmosphäre wird von einem meteorologischen Datensatz vorgegeben. Aus beiden Informationen zusammen können dann der laterale Austausch der Becken mit ihrer Umgebung und die vertikale Vermischung innerhalb der Becken abgeschätzt werden.

Der laterale Austausch der Becken gibt Auskunft über den Beitrag der Becken zur Wassermassentransformation im EN. Die Genauigkeit der Berechnung dieses Beitrags ist bestimmt durch die Genauigkeit in der Vorgabe der beiden Komponenten – die Entwicklung im Inneren und der Austausch mit der Atmosphäre.

4.1 Wärme- und Süßwasserflüsse an der Meeresoberfläche

Die zur Verfügung stehenden meteorologischen Datensätze werden in den folgenden Abschnitten beschrieben und miteinander verglichen. Es zeigen sich dabei große Unterschiede. Daher wird versucht, anhand von unabhängigen Beobachtungen aus dem Float-Datensatz, zu analysieren, welcher Datensatz die wirklichen Flüsse zwischen Atmosphäre und Ozean im EN am besten beschreibt. Ziel und somit auch Abschluss dieses Abschnitts ist die Entscheidung für einen bestimmten Datensatz, der in den Budgetanalysen benutzt wird.

4.1.1 Die verschiedenen meteorologischen Datensätze

Im Folgenden werden 7 verschiedene Datensätze vorgestellt. Diese stammen aus globalen Reanalyse-Modellen, aus einem regionalen Modell oder basieren auf in-situ oder Satellitenbeobachtungen.

Es handelt sich um:

- Die globalen Modell-Reanalyse-Daten des National Centers for Environmental Prediction/ National Center of Atmospheric Research (NCEP/NCAR hier kurz **NCEP**) aus Boulder, Colorado, USA.
- Die globalen Modell-Reanalyse-Daten des European Centre for Medium-Range Weather Forecast (**ECMWF**) aus Reading, UK.
- Die regionalen Klimamodell-Daten (Regional Climate Modelling – **REMO**) des Max-Planck-Instituts für Meteorologie in Hamburg.

Diese drei Datensätze stellen sowohl Wärme- als auch Süßwasserflüsse zur Verfügung.

- Die Ozean-Atmosphäre Parameter und Flüsse von Satellitendaten (Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data – **HOAPS**) vom Meteorologischen Institut der Universität Hamburg und vom Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg.

- Die in-situ Oberflächen-Meteorologie- und Flussdaten-Klimatologie (in-situ surface meteorology and flux data climatology) des National Oceanographic Centre (**NOC**) in Southampton, UK.
- Die Ozean-Atmosphäre Flüsse aus objektiver Analyse (Objectively Analyzed air-sea Fluxes (**OAFflux**) von der Woods Hole Oceanographic Institution in Massachusetts, USA.
- Der auf Fernerkundungsbeobachtungen basierende Japanische Ozean-Fluss Datensatz (Japanese Ocean Flux data set based on Remote Sensing Observations – **J-OFURO**) von der School of Marine Science and Technology der University Tokai, Japan.

Diese Datensätze stellen nur Süßwasserflüsse (HOAPS) oder nur Wärmeflüsse (NOC, OAFflux, J-OFURO) zur Verfügung (genauere Beschreibung siehe unten).

Die räumliche Auflösung reicht von 0.5° geographischer Breite und Länge bei REMO bis zu 1.9° geographischer Breite und Länge im globalen NCEP Modell (Abbildung 39); die zeitliche Auflösung reicht von stündlichen bis zu täglichen Werten. In Tabelle 1 sind die wichtigsten Informationen zu jedem Datensatz zusammengefasst. Die Zeitserien zur Hydrographie basieren auf Monatsmittelwerten aus allen verfügbaren Float-Profilen, damit genügend voneinander unabhängige Daten eingehen (siehe Abschnitt 3.1.6). Die Budgetanalysen werden daher auch mit monatlicher Auflösung durchgeführt. Somit werden auch bei allen meteorologischen Datensätzen die ebenfalls zur Verfügung stehenden monatlichen Mittelwerte der Flüsse benutzt. Auf diesen basiert auch der unter 4.1.3 durchgeführte Vergleich der Datensätze.

Für alle Datensätze wird der Nettowärmefluss berechnet aus den Beiträgen von sensiblem und latentem Wärmefluss sowie kurzweiliger Einstrahlung und langweiliger Ausstrahlung. HOAPS stellt keine kurzweilige Einstrahlung zur Verfügung, da Satelliten nur abstrahlende Parameter messen. Somit wird der Datensatz beim Vergleich der Wärmeflüsse nicht berücksichtigt. OAFflux und J-OFURO stellen nur eigene sensible und latente Wärmeflüsse zur Verfügung, berechnen aber Nettowärmeflüsse unter Berücksichtigung der Strahlungsdaten des ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project; Rossow und Schiffer, 1991). Somit stehen hier Nettowärmeflussdaten für den Vergleich zur Verfügung. Der Nettosüßwasserfluss wird berechnet aus den Beiträgen von Verdunstung und Niederschlag. Die Verdunstungsdaten von NCEP enthalten über 90 % leere Felder in unserem Untersuchungsgebiet und –zeitraum. Daher wurde die Verdunstung mit Hilfe der Bulk Formel von Cronin und Sprintall (2001), in die der latente Wärmefluss eingeht, neu berechnet.

Abkürzung Datensatz	Version	Zeitliche und räumliche Auflösung	Vorhandene Flüsse	Ausführliche Beschreibung des Datensatzes (Referenz, Web-page)
NCEP: Modell-Reanalyse-Daten des National Centres for Environmental Prediction, National Oceanic and Atmospheric Administration NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA	NCEP2	zeitlich: 6 h räumlich: 1.9° x 1.9°	NET HF / NET FW	Kalnay et al, 1996 http://www.cdc.noaa.gov/
ECMWF: ERA Interims Analysis Data of the European Centre for Medium-Range Weather Forecast, Reading, UK	ERA-Interim	zeitlich: 12 h räumlich: 0.7° x 0.7°	NET HF / NET FW	Molteni et al., 1996 http://www.ecmwf.int/research/era
REMO: Regional Climate Model Data of the Max Planck Institute for Meteorology, Hamburg, Germany	REMO	zeitlich: 1 h räumlich: 0.5° x 0.5°	NET HF / NET FW	Jacob und Podzun, 1997 http://www.mad.zmaw.de/fileadmin/extern/documents/REMO-UBA-Hinweise.pdf
HOAPS: Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data project of the Meteorological Institute, University of Hamburg and the Max Planck Institute for Meteorology, Hamburg, Germany	HOAPS-3	zeitlich: 12 h räumlich: 0.5° x 0.5°	NET FW	Jost et al., 2002 http://www.hoaps.zmaw.de/
NOC: In-situ surface meteorology and flux data climatology of the National Oceanographic Centre, Southampton, UK	NOC v2.0	zeitlich: 24 h räumlich: 1° x 1°	NET HF	Berry und Kent, 2008 http://www.noc.soton.ac.uk/noc_flux/noc2.php
OAFlux: Objectively Analyzed Air-Sea Fluxes of the Woods Hole Oceanographic Institution, Massachusetts, USA	OAFlux	zeitlich: 24 h räumlich: 1° x 1°	NET HF *	Yu und Weller, 2007 http://oafux.whoi.edu/
J-OFURO: Japanese Ocean Flux Data Set with Use of Remote Sensing Observations	J-OFURO2	zeitlich: 24 h räumlich: 1° x 1°	NET HF *	Tomita et al., 2010 http://dtsv.scc.u-tokai.ac.jp/j-ofuro/index.html

Tabelle 1: Zusammenstellung der in Abschnitt 4.1 benutzten meteorologischen Datensätze. NET HF bedeutet Nettowärmefluss (heat flux), NET FW – Nettosüßwasserfluss (freshwater flux)

* OAflux and J-OFURO stellen keine eigene kurzwellige Einstrahlung und langwellige Ausstrahlung zur Verfügung. Es werden stattdessen in beiden Datensätzen die Flüsse vom ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project ;Rossow und Schiffer, 1991) benutzt.

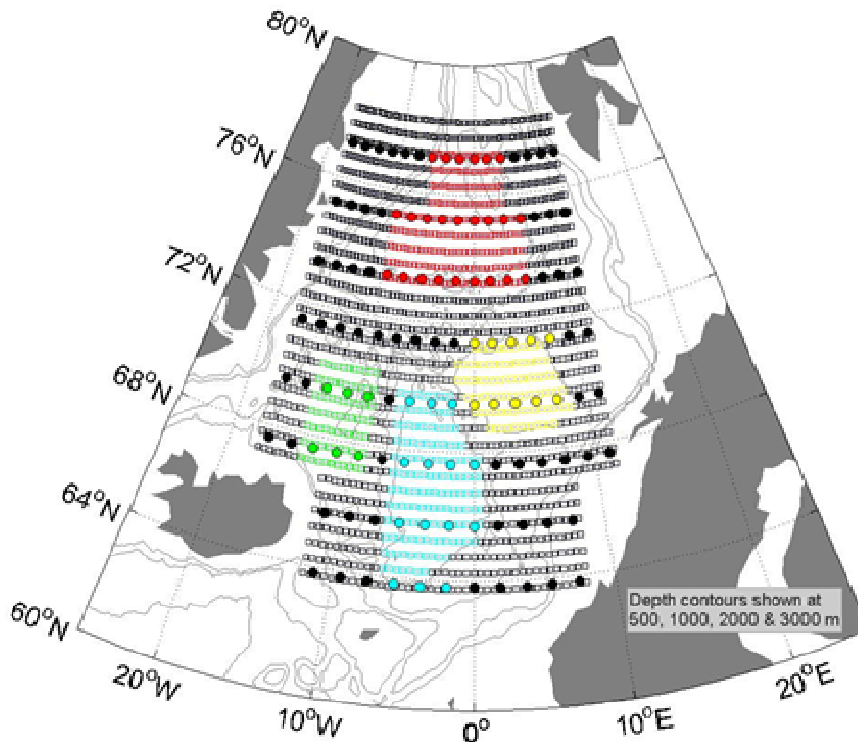


Abbildung 39: Die horizontale Auflösung von REMO (kleine Quadrate) und NCEP (Kreise). Die benutzten Gitterpunkte wurden für das NB in hellblau, das LB in gelb, die GS in rot und das IP in grün dargestellt.

4.1.2 Literatur-Recherche

In der Fachliteratur findet sich eine große Anzahl von Veröffentlichungen, in denen Ozean-Atmosphäre-Datensätze, abgeleitet aus Reanalysen und Beobachtungen, verglichen werden. Im Folgenden werden die wichtigsten Erkenntnisse daraus zusammengefasst.

Wärmeflüsse

Um die Güte der Wärmeflüsse verschiedener Datensätze zu prüfen, wurden wiederholt Vergleiche mit direkten Messungen, welche bei bestimmten Projekten oder Routine-Beobachtungen erhoben wurden, angestellt.

Einen Vergleich der ECMWF- und NCEP-Reanalyse und der NOC Klimatologie mit den Bojen-Messungen des Subduction-Experiments im Nordost-Atlantik (1991-1993) führt Josey (2001) durch. Renfrew et al. (2002) vergleichen NCEP und ECMWF Daten mit Schiffsmessungen in der Labradorsee und Moore und Renfrew (2002) mit Schiffsmessungen über den westlichen Randströmen. Smith et al. (2001) führen einen Vergleich zwischen NCEP und dem meteorologischen Datensatz durch, der während des WOCE-Experiments (1990-1995) von den beteiligten Forschungsschiffen erhoben wurde. Ein Vergleich zwischen NCEP und ECMWF und den Bojen-Messungen des TOGA COARE Experiments im östlichem und westlichem Nordatlantik und in den Tropen findet sich bei Sun und Weller (2003). Alle diese Untersuchungen kommen zu dem gleichen Ergebnis, dass die sensiblen und latenten Wärmeflüsse von NOC, ECMWF und besonders NCEP gegenüber den Beobachtungen zu groß sind. Die Abweichungen variieren je nach Gebiet und

Datensatz. Bei NOC wird der Gesamt-Wärmefluss um etwa 10 % überschätzt, bei ECMWF der sensible Wärmefluss um etwa 15%, der latente um 13%, und bei NCEP der sensible um etwa 50% und der latente um 27%. Grund hierfür sind die in den Reanalysen benutzten Bulk-Fluss-Algorithmen, die nicht brauchbar sind bei großen Temperaturunterschieden zwischen Luft und Wasser und bei hohen Windgeschwindigkeiten, wie sie insbesondere in den Hohen Breiten im Norden vorgefunden werden. Zusätzlich tragen Fehler der Datensätze in den meteorologischen Variablen an der Meeresoberfläche, insbesondere bei Temperatur und Luftfeuchtigkeit, zu den Überschätzungen bei.

In einer Studie von Kubato et al. (2003) werden NCEP und ECMWF mit dem auf Satellitenbeobachtungen gestützten Datensatz J-OFURO verglichen. Während sich in den mittleren Feldern eine gute Übereinstimmung zeigt, gibt es große Abweichungen in der südlichen Hemisphäre, da dort die Menge der Beobachtungsdaten, die von den Reanalysen assimiliert werden, gering ist. Sowohl Übereinstimmungen als auch Abweichungen werden allerdings in der Studie nicht quantifiziert. Innerhalb des OAFlux Datensatzes werden daraufhin Satellitenbeobachtungen mit den Reanalyse-Modellen zusammengeführt, um zu verbesserten Berechnungen der sensiblen und latenten Wärmeflüsse zu kommen (Yu und Weller, 2007). Obwohl dieses für verschiedene Gebiete im Atlantik gelingt, zeigen Yu et al. (2004) in Vergleichen für verschiedene Region, dass dies nicht der Fall ist für die Labrador See, die mit den klimatischen Bedingungen im EN am meisten vergleichbar ist. Dort werden von OAFlux die latenten Flüsse unterschätzt und die sensiblen Flüsse überschätzt.

Süßwasserflüsse

Die Berechnung der Verdunstung erfolgt unter Benutzung von Bulk-Fluss-Algorithmen, in welche die Meeresoberflächentemperatur und die Lufttemperatur eingehen, wie sie aus Beobachtungsdaten oder von Modell-Reanalysen vorliegen. Diese Variablen werden direkt gemessen oder berechnet und liegen somit mit relativ großer Genauigkeit vor. Für die Kalkulation des Niederschlags ist die Verteilung von Wolken von Bedeutung. Diese ist aber sehr uneinheitlich (auf kleinen Raum- und Zeitskalen sehr veränderlich) und daher sehr schwierig zu beobachten wie auch vorherzusagen. Dieses führt zu großen Ungenauigkeiten in den Niederschlagsangaben. Walsh und Portis (1999) untersuchen die Verteilung von Niederschlag und Verdunstung über dem Nordatlantik, wie sie von NCEP und ECMWF dargestellt wird. Für das EN ist dabei in beiden Modellen das jährliche Mittel sowohl von Verdunstung als auch von Niederschlag in der gleichen Größenordnung. In beiden Modellen übersteigt der Niederschlag die Verdunstung, dies allerdings deutlicher bei ECMWF, was bei ECMWF zu einem größeren Nettosüßwassergewinn (für den Ozean) führt als bei NCEP. Insgesamt finden Walsh und Portis eine gute Übereinstimmung zwischen den Modell-Süßwasserflüssen und Schiffsbeobachtungen für alle Teilregionen des Nordatlantiks in mittleren und hohen Breiten. Xie und Arkin (1997) stellen einen Datensatz zum globalen Niederschlag aus Niederschlagsbeobachtungen, Abschätzungen aus Satellitenbeobachtungen und NCEP-Daten zusammen. Dieser Datensatz wird CMAP genannt (Climate Prediction Center merged Analysis of Precipitation). Ein Vergleich dieses Datensatzes mit unabhängigen Beobachtungen bestätigt die Qualität über Land und in tropischen und subtropischen Gebieten, zeigt aber Abweichungen über den nichttropischen Ozeanen. Xie und Arkin schließen daraus, dass insbesondere in mittleren und hohen Breiten, in denen kaum Beobachtungsdaten guter Qualität vorliegen, eine

Verbesserung der einzelnen Datenquellen unverzichtbar ist. Auch die Untersuchung der verschiedenen Datensätze durch Béranger et al. (2006) und eine Initiative von Sapiano et al. (2008), Niederschlagsinformationen von Satelliten und Modell-Reanalysen zusammenzuführen, bestätigen die Probleme in den hohen Breiten. Messungen sind hier nur sehr spärlich vorhanden (Abbildung 40). Dazu erfassen sie nur unzureichend den Niederschlag in fester Form. Andererseits enthalten Abschätzungen aus Satellitenbeobachtungen große Fehler, die von der mangelhaften Unterscheidung von Wolken, Schnee und Eis, von der Unsicherheit in der Beurteilung der Phase der Kondensation und von dem flachen Beobachtungswinkel der geostationären Satelliten in den subpolaren Breiten herrühren.

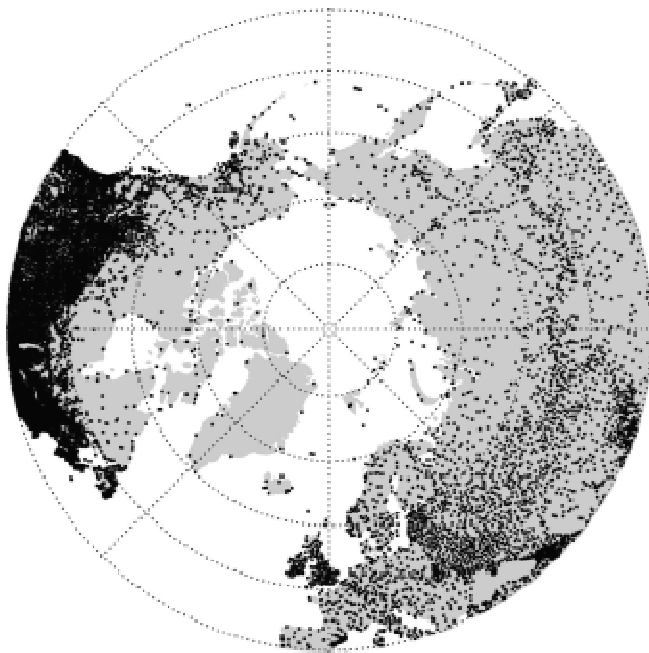


Abbildung 40: Zur Darstellung der geringen Menge von direkten meteorologischen Messungen ist hier exemplarisch die Verteilung der terrestrischen Niederschlagsmessungen nördlich von 40° N gezeigt. Die Abbildung wurde Serreze et al. (2005) entnommen (ihre Abbildung 2).

Ein Vergleich von etwas anderer Art wurde von Romanova et al. (2010) durchgeführt. Die von den Oberflächensalzgehalten der GECCO-Modellierung (German Estimating the circulation and Climate of the Ocean) implizierten Süßwasserflüsse wurden mit HOAPS und NCEP Süßwasserflüssen verglichen. Obwohl sich global eine gute Übereinstimmung ergab, wurden in den Polarregionen große Abweichungen gefunden. Diese betrafen nicht nur die zeitlich gemittelten Felder sondern auch die Phase und Amplitude des saisonalen Zyklus. Sie ließen sich auf den Eintrag von Süßwasser von Eisschmelze und von den Flüssen der umgebenden Kontinente zurückführen. Dieser Beitrag zum Süßwassergehalt der oberflächennahen Schicht des Ozeans wird bei GECCO durch die Assimilation von hydrographischen Profilen erfasst, fehlt aber natürlich bei NCEP und HOAPS, die nur die atmosphärischen Flüsse beinhalten. Die Untersuchung wird hier deshalb erwähnt, da bei der Interpretation der oberflächennahen Salzgehaltsentwicklung in den Becken des EN eben nicht nur atmosphärische sondern auch andere Süßwasserflüsse berücksichtigt werden müssen (siehe Abschnitt 3.2 und 4.2).

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass verschiedenste Abweichungen zwischen den Wärme- und Süßwasserflüssen der unterschiedlichen Datensätze beobachtet und in der Fachliteratur dargestellt wurden. Nur für die Datensätze von NCEP und

ECMWF gibt es aber Untersuchungen in einer klimatisch ähnlichen Region wie dem EN, nämlich in der Labradorsee. Auch dort werden große Temperaturunterschiede zwischen Ozean und Atmosphäre und hohe Windgeschwindigkeiten vornehmlich im Winter beobachtet. Daher wird hier davon ausgegangen, dass Untersuchungen aus dieser Region einen Anhaltspunkt dafür geben können, welche Unterschiede zwischen den verschiedenen Datensätzen im EN vorgefunden werden.

Die Untersuchung von Renfrew et al. (2002) kommt zu dem Ergebnis, dass ECMWF in der Labradorsee den sensiblen und latenten Wärmefluss annähernd realistisch wiedergibt, mit Überschätzungen von nur 13% bzw. 10%. Bei NCEP werden dagegen der sensible Wärmefluss um 51% und der latente um 27% überschätzt. Des Weiteren finden Walsh und Portis (1999) heraus, dass für das EN ein größerer Nettosüßwassereintrag von ECMWF als von NCEP vorgegeben wird. Daher wird die Liste der benutzten Datensätze um einen in Anlehnung an Renfrew et al. (2002) korrigierten NCEP-Datensatz (**NCEPcorr**) erweitert. Dabei wurden die sensiblen und latenten Wärmeflüsse um 51 % bzw. 27 % reduziert. Da der latente Wärmefluss außerdem in die Berechnung der Verdunstung eingeht, wurde auch diese und daraus folgend auch der Nettosüßwasserfluss bei NCEPcorr neu berechnet.

Für alle anderen Datensätze (REMO, HOAPS, NOC, OAFlux, J-OFURO) gibt es weder zu Wärme- noch Süßwasserflüssen Untersuchungen in subpolaren oder hohen Breiten.

4.1.3 Vergleich der verschiedenen meteorologischen Datensätze

Im Folgenden werden die Datensätze NCEP, NCEPcorr, ECMWF, REMO, HOAPS, NOC, OAFlux und J-OFURO miteinander verglichen. Betrachtet werden Nettowärme- und Süßwasserflüsse. Der Vergleich beschränkt sich auf den Zeitraum 2000 bis 2005, da nur in diesem Zeitraum Daten von allen Modellen zur Verfügung stehen. Betrachtet werden mittlere saisonale Zyklen (mittlere Monatsmittel des Zeitraums 2000 bis 2005) und Jahresmittelwerte für jedes Becken, die aus den Daten aller Gitterpunkte in den Gebieten berechnet wurden (Abbildung 39).

Wärmeflüsse

Abbildung 41 zeigt den mittleren saisonalen Zyklus des Nettowärmeflusses für die vier Becken. Alle Datensätze zeigen das gleiche charakteristische Signal mit einer kurzen Phase von Wärmegewinn für den Ozean (Erwärmungsphase) von Mai bis August und einer sich dagegen über 8 Monate erstreckenden Phase mit Wärmeverlusten für den Ozean von September bis April (Abkühlungsphase). Die Datensätze unterscheiden sich lediglich in der Größe der Amplitude des saisonalen Signals. Die kleinsten Amplituden finden sich bei NOC und OAFlux ($\sim 125 \text{ W/m}^2$). Die größten Amplituden zeigen NCEP und REMO ($164 - 220 \text{ W/m}^2$) mit einer Ausnahme in der GS. Dort zeigen NCEP und ECMWF die größten Amplituden (220 und 185 W/m^2).

In der Abkühlungsphase, welche für die winterliche Wassermassentransformation entscheidend ist, zeigen NOC und OAFlux die geringsten und NCEP und REMO die größten Wärmeverluste. Diejenigen Datensätze, die den schwächsten saisonalen Zyklus vorgeben, verursachen somit gleichermaßen auch die geringste winterliche Abkühlung. Der Unterschied zwischen größtem und geringstem Wärmeverlust für die einzelnen Regionen ist in der Größenordnung von 60 bis 80 W/m^2 . Die Zahlen für Amplituden und Spitzenwerte sind in Tabelle 2 zusammengefasst.

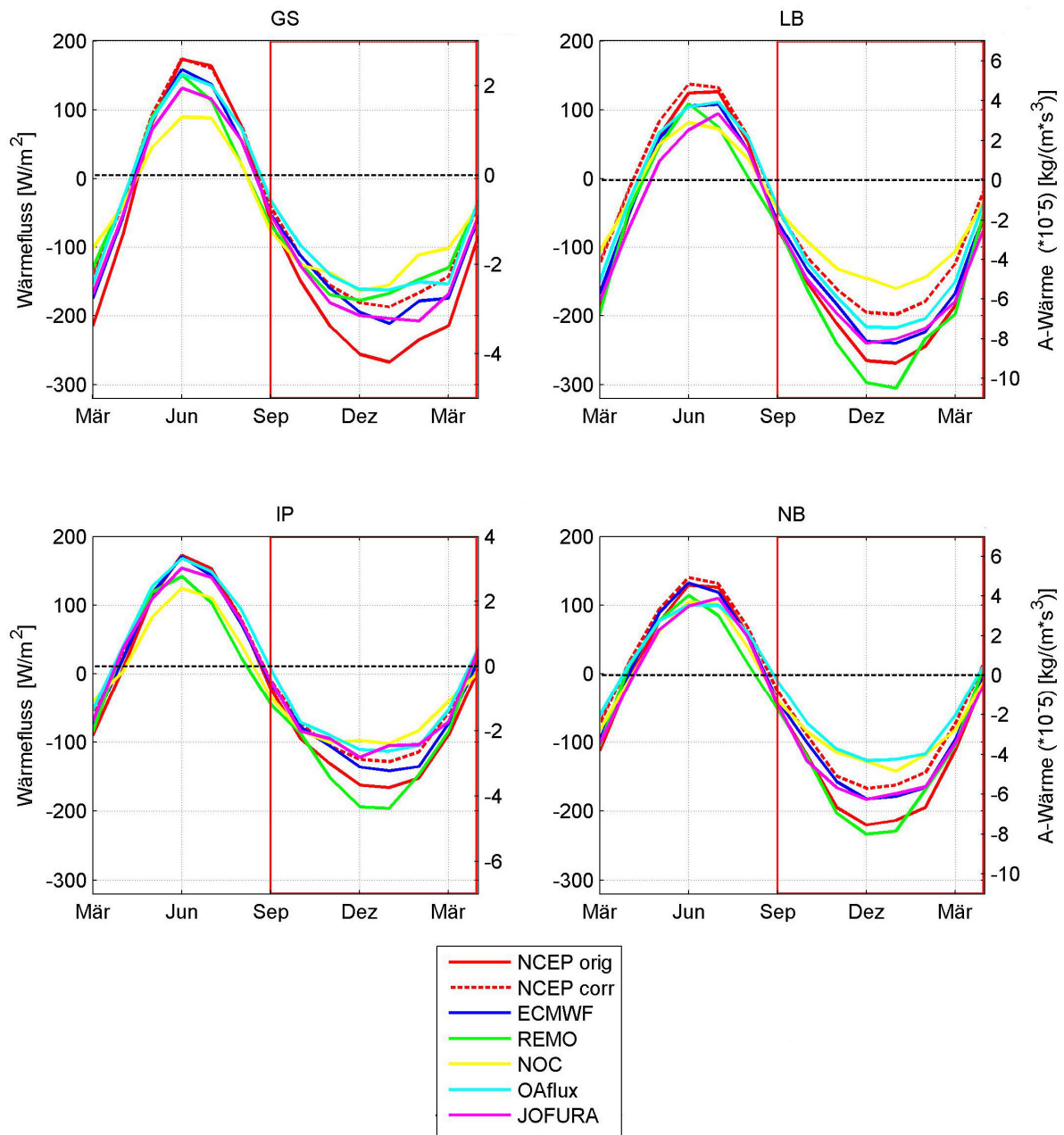


Abbildung 41: Dargestellt ist der mittlere saisonale Gang des Wärmeflusses zwischen Ozean und Atmosphäre im Zeitraum 2000 bis 2005 für 7 verschiedene meteorologische Datensätze (siehe Legende). Die Achse an der linken Seite gibt jeweils den Wärmefluss in W/m^2 , an der rechten Seite das Äquivalent in Form eines Auftriebsflusses in $\text{kg}/(\text{m}^3\text{s})$ (A-Wärme meint Auftriebsfluss bedingt durch den Wärmefluss). Die Umrechnung wird im Text am Ende von Abschnitt 4.1.3 erläutert. In dem roten Kasten sind die Flüsse während der Abkühlungsphase hervorgehoben, die in den Modellläufen von Abschnitt 4.1.5 benutzt werden.

Zur Darstellung der inter-annualen Variabilität sind in Abbildung 42 die Jahresmittelwerte des Wärmeflusses für die verschiedenen Datensätze gezeigt. Es ist sofort zu erkennen, dass in diesem Punkt große Ähnlichkeit unter den Datensätzen besteht. In allen Datensätzen und Gebieten findet sich ein minimaler Wärmeverlust im Jahre 2002 (einzige Ausnahme: REMO in der GS). Sowohl davor als auch danach werden größere Wärmeverluste beobachtet. Und zum Ende des betrachteten Zeitraums steigen die Werte wieder in etwa auf das Niveau des

Minimums 2002. Diese Übereinstimmung ist nicht überraschend, da den berechneten Wärmeflüssen Beobachtungen der meteorologischen Variablen (wie Oberflächentemperatur, etc.) zugrunde liegen. Schon die Literaturrecherche hat gezeigt, dass die Unterschiede in erster Linie bedingt sind durch unterschiedliche Algorithmen zur Berechnung der abgeleiteten Größen. Auffallend sind hier die Abweichungen aus dem Gesamtbild von REMO und NOC.

Die Standardabweichung der Jahresmittel des Wärmeflusses hat eine Größenordnung von ± 5 bis $\pm 24 \text{ W/m}^2$. Die höchsten Werte werden bei REMO und NOC vorgefunden (Werte wurden zusammengefasst in Tabelle 2).

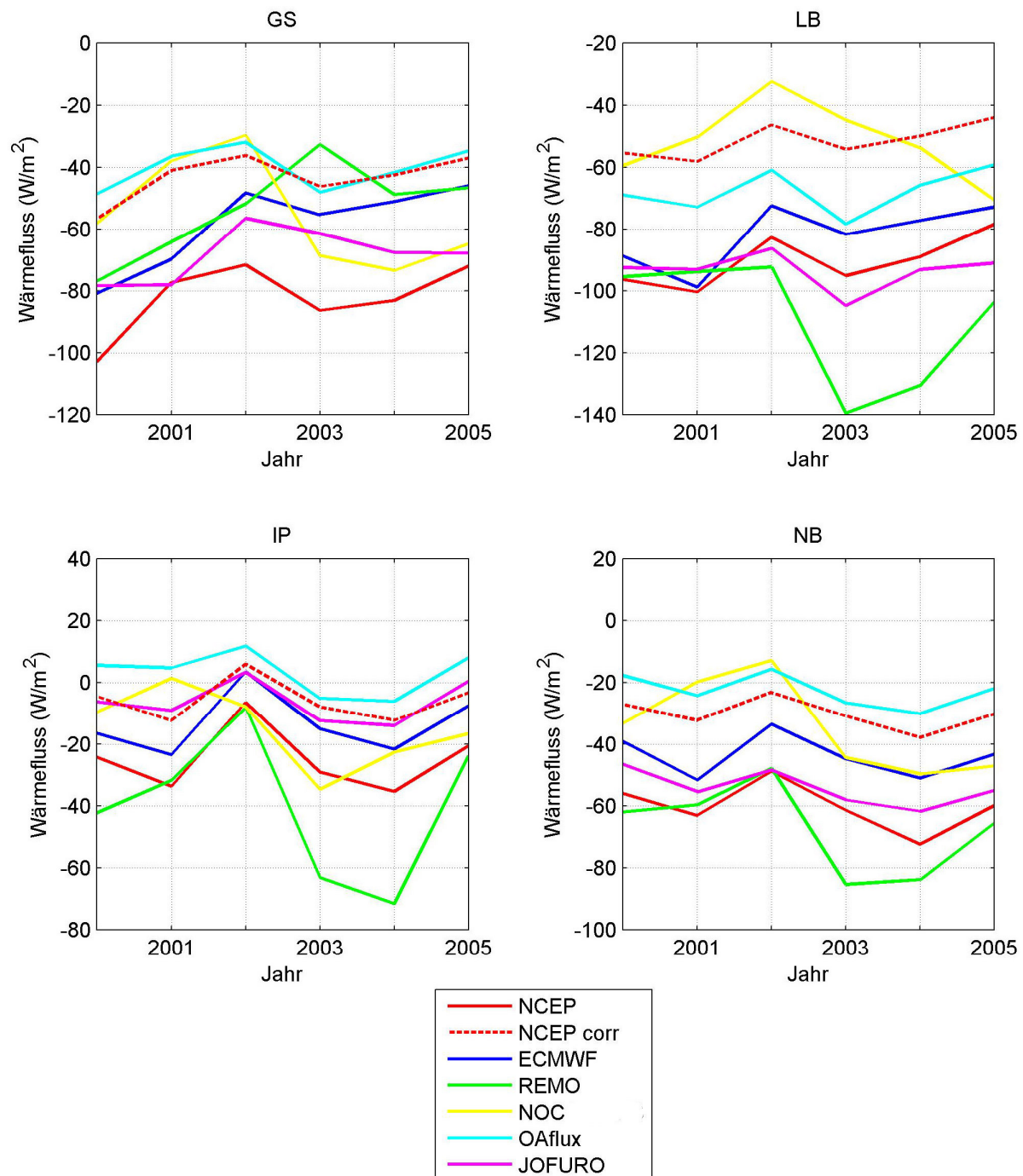


Abbildung 42: Dargestellt sind die jährlichen Mittelwerte des Wärmeflusses zwischen Ozean und Atmosphäre im Zeitraum 2000 bis 2005 für 7 verschiedene meteorologische Datensätze (siehe Legende).

Wärme [W/m ²]		NCEP	NCEP corr	ECMWF	REMO	NOC	OAflux	JOFURO
NB	Ampl	175	153	157	174	123	113	147
	WM	-139	-99	-115	-137	-90	-76	-122
	SM	97	108	99	73	76	84	82
	JM	-60	-30	-44	-67	-34	-23	-54
	JMstd	± 8	± 5	± 7	± 15	± 15	± 5	± 6
LB	Ampl	198	168	174	207	121	164	167
	WM	-181	-129	-162	-193	-107	-144	-169
	SM	91	104	78	59	58	86	58
	JM	-90	-51	-82	-109	-52	-68	-93
	JMstd	± 9	± 6	± 10	± 21	± 13	± 7	± 6
GS	Ampl	220	181	185	164	127	157	169
	WM	-185	-128	-142	-127	-114	-116	-149
	SM	124	127	109	94	62	112	94
	JM	-82	-43	-58	-53	-55	-40	-68
	JMstd	± 12	± 8	± 14	± 15	± 18	± 7	± 9
IP	Ampl	169	150	156	169	113	141	139
	WM	-102	-73	-83	-109	-68	-62	-70
	SM	129	130	126	97	90	135	120
	JM	-25	-6	-13	-40	-15	+3	-6
	JMstd	± 11	± 7	± 10	± 24	± 13	± 7	± 7

Tabelle 2: Zusammenstellung der Amplituden des saisonalen Signals (Ampl), der mittleren Wärmeflüsse während des Winters (WM), während des Sommers (SM) und während des ganzen Jahres (JM) sowie der zugehörigen Standardabweichung des JM im Zeitraum 2000-2005 (JMstd) für das NB, das LB, die GS und das IP. Maxima und Minima einer Zeile sind jeweils in rot und blau markiert. Mit Winter ist hier die gesamte Abkühlungsphase von September bis April gemeint, mit Sommer die Erwärmungsphase von Mai bis August.

Süßwasserflüsse

Während sich die Unterschiede bei den Wärmeflüssen lediglich auf die Stärke des saisonalen Signals beziehen, zeigen sich bei den Süßwasserflüssen auf den ersten Blick vorrangig Unterschiede in der Art des saisonalen Signals (Abbildung 43). Zwei Arten von saisonalen Signalen finden wir unter den verschiedenen Datensätzen vor. Bei NCEP, NCEPcorr und REMO zeigt sich maximaler Süßwassergewinn (REMO, NCEPcorr) bzw. minimaler Süßwasserverlust (NCEP) für den Ozean im August/September, bei ECMWF und HOAPS dagegen im Dezember bis Februar. Die Zyklen der NCEP Daten (NCEP und NCEPcorr) haben die kleinsten Amplituden (8-19 mm/Monat). Die größte Amplitude des saisonalen Signals hat REMO (28 - 52 mm/Monat). Die Zahlen für Amplituden und Spitzenwerte sind in Tabelle 3 zusammengefasst.

NCEP zeigt, außer auf dem IP, im Gegensatz zu allen anderen Modellen fast während des gesamten Jahres Süßwasserverluste. Hier spiegeln sich die in der Literatur beschriebenen (siehe 4.1.2) überschätzten sensiblen Wärmeflüsse im Gegensatz zu ECMWF. Die Korrektur von NCEP führt zu einer Veränderung von NCEP in Richtung auf ECMWF. Dabei ist das Maß der Veränderung abhängig vom

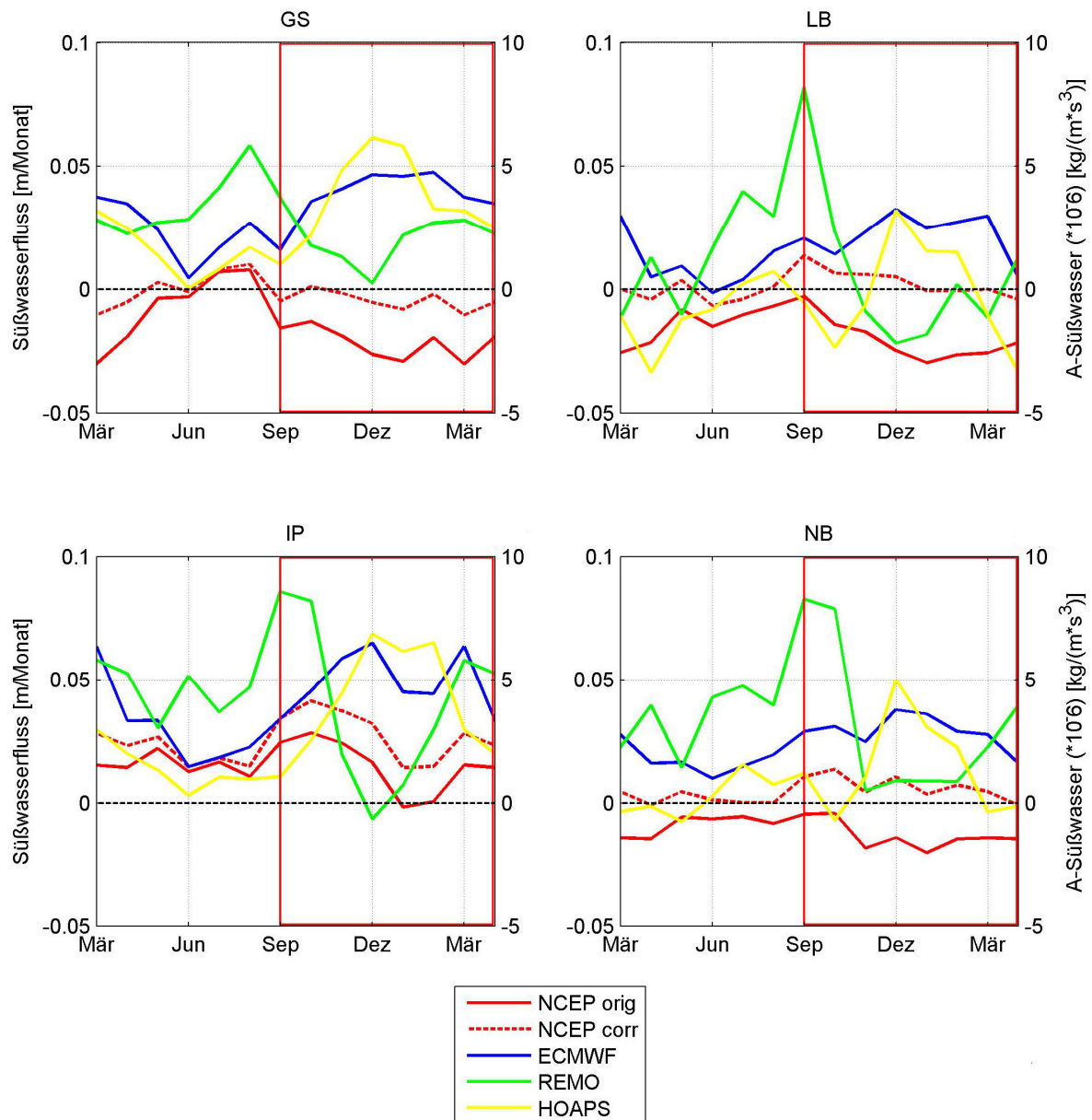


Abbildung 43: Dargestellt ist der mittlere saisonale Gang des Süßwasserflusses zwischen Ozean und Atmosphäre im Zeitraum 2000 bis 2005 für 5 verschiedene meteorologische Datensätze (siehe Legende). Die Achse an der linken Seite gibt jeweils den Süßwasserfluss in m/Monat, an der rechten Seite das Äquivalent in Form eines Auftriebsflusses in $\text{kg}/(\text{m}^3 \cdot \text{s})$ (A-Süßwasser meint Auftriebsfluss bedingt durch den Süßwasserfluss). Die Umrechnung wird im Text am Ende von Abschnitt 4.1.3 erläutert. In dem roten Kasten sind die Flüsse während der Abkühlungsphase hervorgehoben, die in den Modellläufen von Abschnitt 4.1.5 benutzt werden.

betrachteten Becken. In der GS zeigt auch NCEPcorr fast während des ganzen Jahres Süßwasserverluste, wenn auch geringere als NCEP; im NB und LB dagegen fast während des ganzen Jahres Süßwassergewinne.

In Bezug auf die winterliche Wassermassentransformation unterscheidet sich NCEP von allen anderen Datensätzen. Die Süßwasserverluste unterstützen den Auftriebsverlust des oberflächennahen Wassers durch Wärmeverluste und sind

daher dazu angetan, vertikale Vermischung zu verstärken. Im Gegensatz dazu dämpfen die Süßwassergewinne der anderen Datensätze den Auftriebsverlust durch Wärmeverluste. Einzige Ausnahme ist das IP. Dort geben alle Datensätze Süßwassergewinne vor.

Vergleichbar mit den saisonalen Zyklen zeigt auch die Variation des jährlichen Mittelwerts des Süßwasserflusses im Zeitraum 2000 bis 2005 ein deutlich uneinheitlicheres Bild als beim Wärmefluss (Abbildung 44).

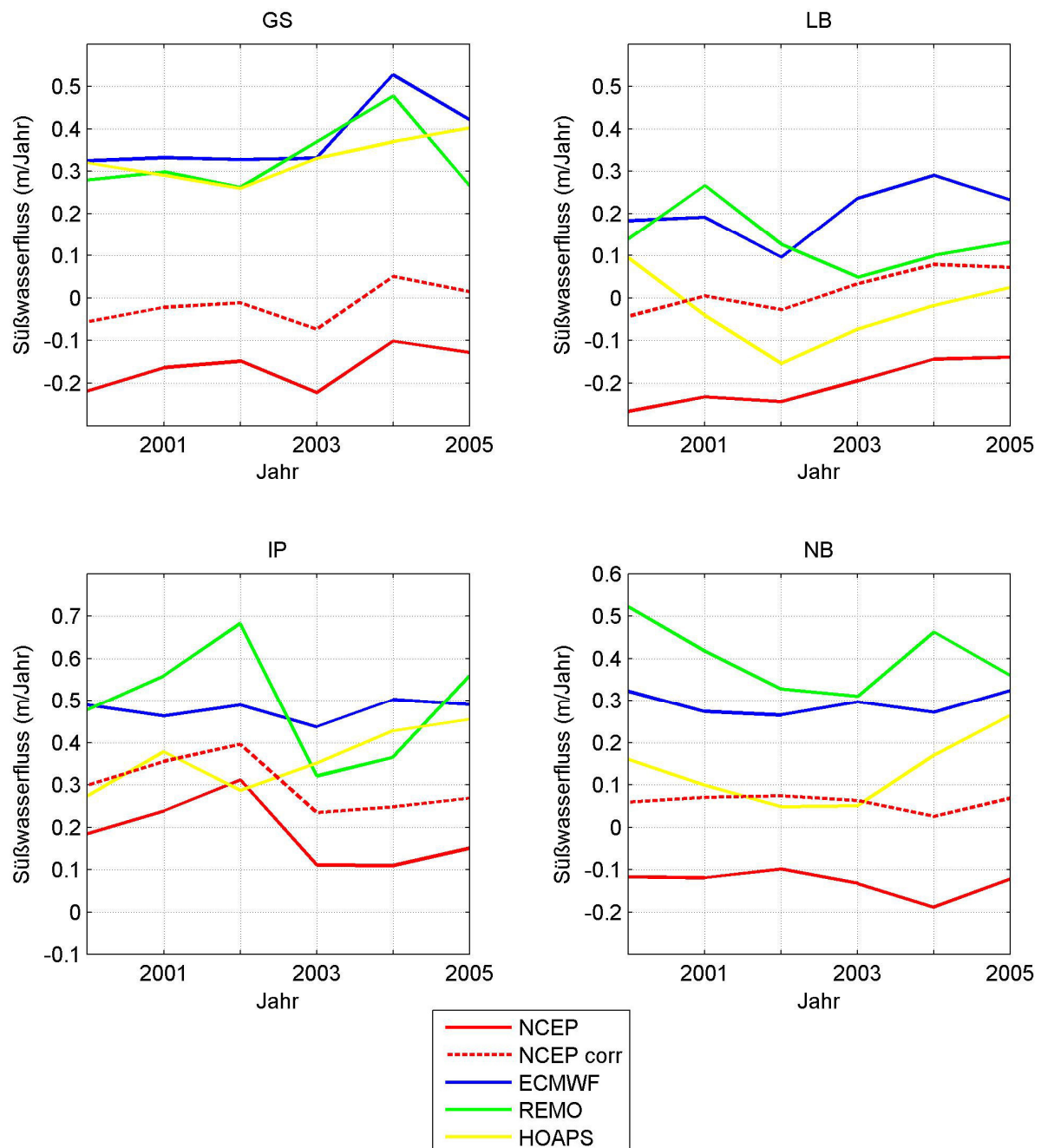


Abbildung 44: Dargestellt sind die jährlichen Mittelwerte des Süßwasserflusses zwischen Ozean und Atmosphäre im Zeitraum 2000 bis 2005 für 5 verschiedene meteorologische Datensätze (siehe Legende).

NCEP und NCEPcorr zeigen relativ geringe Variabilität, während REMO, ECMWF und HOAPS-Süßwasserflüsse (je nach Gebiet) bis zu doppelt so große Variabilität aufweisen (siehe Tabelle 3). Dieses zeigt insgesamt, was auch in der Literatur dargestellt wurde. Die Menge der zur Verfügung stehenden Daten ist spärlich in den hohen Breiten und die Fehler der Beobachtungsdaten aus unterschiedlichen Quellen sind verschiedenartig.

Süßwasser [mm/Monat]		NCEP	NCEP corr	ECMWF	REMO	HOAPS
NB	Ampl	8	7	14	39	29
	WM	-13	7	29	32	14
	SM	-6	2	15	36	5
	JM	-11	5	24	33	11
	JMstd	± 3	± 2	± 2	± 7	± 7
LB	Ampl	14	10	17	52	33
	WM	-20	3	22	8	-2
	SM	-11	-2	7	19	-3
	JM	-17	2	17	11	-2
	JMstd	± 5	± 4	± 6	± 6	± 7
GS	Ampl	19	10	22	28	31
	WM	-22	-5	38	21	36
	SM	2	5	18	39	10
	JM	-14	-1	32	27	27
	JMstd	± 4	± 5	± 7	± 7	± 4
IP	Ampl	15	14	25	46	33
	WM	15	28	49	41	41
	SM	16	19	22	41	9
	JM	15	25	40	41	30
	JMstd	± 7	± 5	± 2	± 11	± 6

Tabelle 3: Zusammenstellung der Amplituden des saisonalen Signals (Ampl), der mittleren Süßwasserflüsse während des Winters (WM), während des Sommers (SM) und während des ganzen Jahres (JM) sowie der zugehörigen Standardabweichung des JM im Zeitraum 2000-2005 (JMstd) für das NB, das LB, die GS und das IP. Maxima und Minima einer Zeile sind jeweils in rot und blau markiert. Mit Winter ist hier die gesamte Abkühlungsphase von September bis April gemeint, mit Sommer die Erwärmungsphase von Mai bis August.

Mittlere Auftriebsflüsse während des Winters

Um die relative Bedeutung der Wärme- und Süßwasserflüsse für die Wassermassentransformation während der Abkühlungsphase abschätzen zu können, werden beide Komponenten auf der Basis der linearisierten Zustandsgleichung in Auftriebsflüsse umgerechnet (Curry und Webster, 1999):

$$F_{B_o} = g \left(\frac{\alpha}{c_p} F_{Q_o}^{net} - \beta F_{S_o}^{net} \right) \left[\frac{kg}{m \ s^2} \right]$$

F_{B_o} – Auftriebsfluss an der Ozeanoberfläche

$F_{Q_o}^{net}$ – Wärmefluss an der Ozeanoberfläche

$F_{S_o}^{net}$ – Süßwasserfluss an der Ozeanoberfläche

c_p ist die Wärmekapazität des Oberflächenwassers, α der thermische Ausdehnungskoeffizient und β der haline Kontraktionskoeffizient. c_p , α und β wurden auf der Grundlage von mittleren Werten der Temperatur und des Salzgehalts der oberflächennahen Schicht für die jeweiligen Becken berechnet und insoweit als konstant angenommen.

$$F_{Q_o}^{net} = F_{lwr} + F_{swr} + F_{lhtl} + F_{shfl}$$

beschreibt den Wärmefluss zwischen Ozean und Atmosphäre bestehend aus langwelliger Ausstrahlung (longwave radiation - F_{lwr}), kurzwelliger Einstrahlung (shortwave radiation - F_{swr}), latenten (latent heatflux - F_{lhtl}) und sensiblen (latent heatflux - F_{shfl}) Wärmefluss.

$$F_{S_o}^{net} = (-\rho_l P + E) S_o$$

beschreibt den Süßwasserfluss zwischen Ozean und Atmosphäre bedingt durch Niederschlag (precipitation P) und Verdunstung (evaporation E). Dabei ist ρ_l die Dichte von Süßwasser und S_o der Salzgehalt an der Meeresoberfläche.

In Abbildung 45 sind die Ergebnisse der Berechnungen zusammengefasst (und außerdem ist in Abb.41 und 43 jeweils rechts eine Achse mit den Auftriebsflüssen, als Ergänzung zu den Angaben der Wärmeflüsse in W/m^2 und der Süßwasserflüsse in $mm/Monat$, vorhanden). Es zeigt sich, dass die (in diesem Fall negativen) Auftriebsflüsse aufgrund des Wärmeflusses im östlichen Teil des EN etwa doppelt so groß sind wie im westlichen Teil. Dies ist in erster Linie bedingt durch die höheren Wassertemperaturen dort (was sich in einem kleineren c_p ausdrückt). Auch die höheren Salzgehalte verändern c_p in die gleiche Richtung, aber der Einfluss ist hier von geringerer Bedeutung. Der Auftriebsfluss aufgrund der Süßwasserflüsse ist in allen Becken mindestens eine Größenordnung kleiner als derjenige aufgrund der Wärmeflüsse (Auftriebssüßwasserfluss 4% des Auftriebswärmefluss für NB und GS, 0.6% für LB, 20% für IP). Dazu ist er dem Auftriebswärmefluss entgegengerichtet, was bedeutet, dass er einen Auftriebsgewinn des Oberflächenwassers darstellt. Das heißt, der Süßwasserfluss dämpft vertikale Vermischung während des Winters. Die einzigen davon abweichenden Süßwasserflüsse finden sich bei NCEP im NB, LB und besonders ausgeprägt in der GS. Es überwiegt Verdunstung über Niederschlag und damit unterstützt in diesen Fällen der Süßwasserfluss vertikale Vermischung. Nur für die Datensätze NCEP, NCEPcorr, ECMWF und REMO kann ein Nettoauftriebsfluss

berechnet werden, da für NOC, OAflux und J-OFURO keine Süßwasserflüsse vorhanden sind und für HOAPS keine Wärmeflüsse. Dieser Gesamtauftriebsfluss differiert zwischen den Datensätzen deutlich stärker im westlichen als im östlichen EN. Maximale Abweichungen in der GS und auf dem IP betragen etwa 27%, im NB und LB aber nur 18%. Dies kann auf den Beitrag des Süßwasserflusses zurückgeführt werden, der im westlichen EN stärker ins Gewicht fällt.

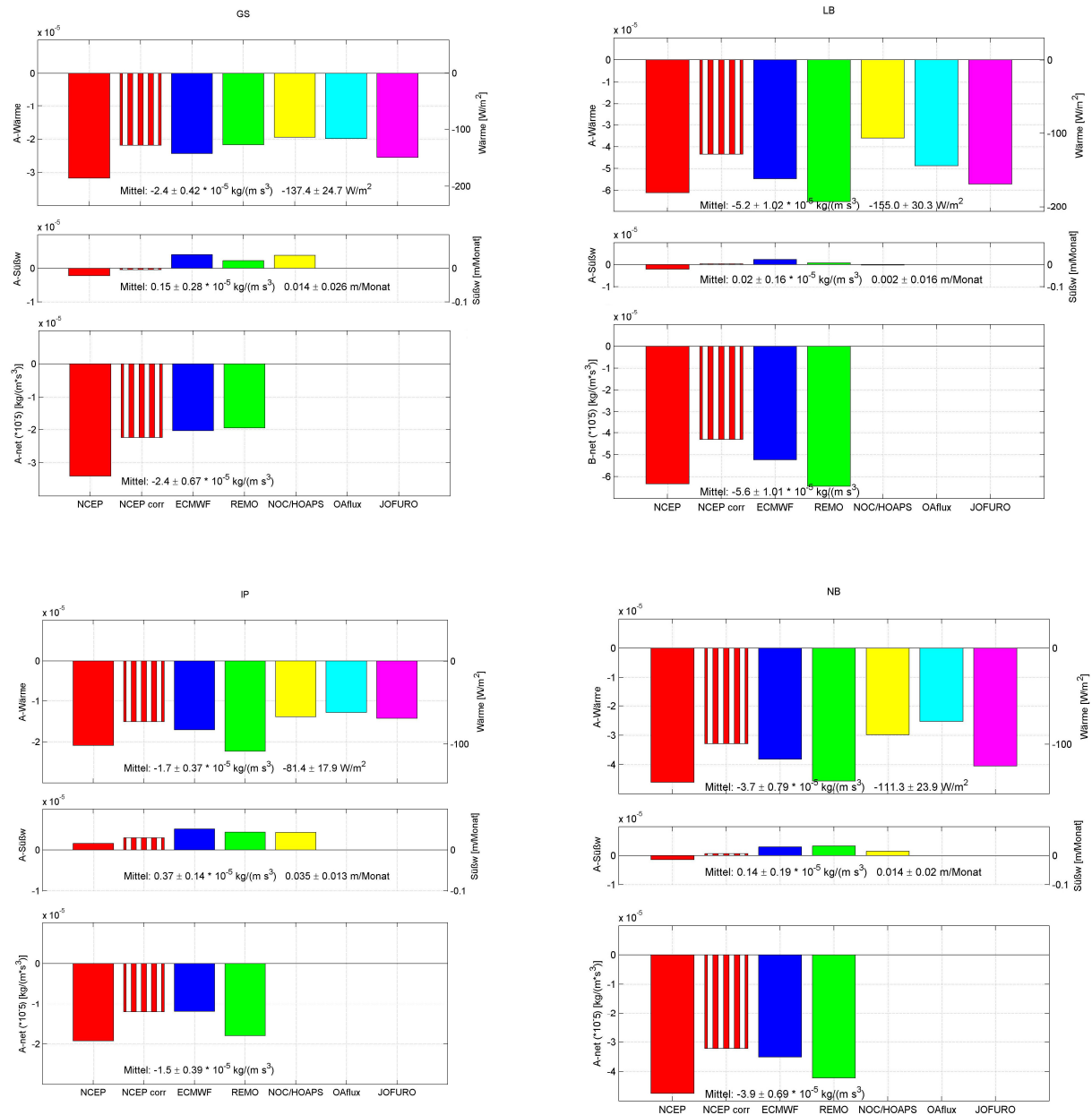


Abbildung 45: Die Zusammenstellung der Auftriebsflüsse für die vier Becken des EN. Die obere Zeile stellt jeweils den Auftriebsfluss aufgrund des Wärmeflusses dar (A-Wärme), die mittlere Zeile den Auftriebsfluss aufgrund des Süßwasserflusses (A-Süßw) und die untere Zeile den Nettoauftriebsfluss aus der Kombination beider Komponenten (A-net) dar. Nettoauftriebsflüsse können nur für NCEP, NCEPcorr, ECMWF und REMO berechnet werden. Achtung, die fünfte Zeile enthält in gelb A-Wärme von NOC und A-Süßw von HOAPS. Die Farbgebung für die verschiedenen Datensätze ist die gleiche wie in Abb. 41-44.

Wie die Recherche in der Fachliteratur in Abschnitt 4.1.2 zeigt, basieren die Datensätze auf unterschiedlichen Quellen und Methoden und unterscheiden sich zum Teil erheblich. Dies wurde im vorangegangenen Vergleich auch für das EN bestätigt. Auch die hohen, womöglich überschätzten Wärme-flüsse bei NCEP bestätigten sich. So ist die Benutzung eines, in Anlehnung an Renfrew et al. (2002) korrigierten Datensatzes sinnvoll.

Es bleibt, abzuschätzen, welcher Datensatz die Realität am besten beschreibt und daher in den Budgetanalysen des Abschnitts 4.2 verwendet wird. Ein Vergleich der Datensätze mit Messungen könnte darüber Auskunft geben. Aber, wie Abbildung 38 exemplarisch zeigt, sind diese nur in sehr geringem Maße im EN verfügbar. Dazu kommen die wenigen Messungen, mit Ausnahme von Ozean-Wetterschiff M, von meteorologischen Stationen an den Küsten des EN und auf den Inseln (Jan-Mayen und Bäreninsel). Sie sind also kaum dazu geeignet, die meteorologischen Bedingungen über dem offenen Ozean im EN zu beschreiben. Auch Messungen von Schiffen sind in dieser Region, insbesondere im Winter, nur sehr spärlich vorhanden.

So ist die Idee hier, die Datensätze *indirekt* miteinander zu vergleichen. Es werden die beobachteten Veränderungen im Ozean in Beziehung gesetzt zu den dabei herrschenden klimatischen Bedingungen an der Ozeanoberfläche. Dazu werden die Float-Messungen benutzt, die uns mit zeitlich hoher Auflösung in den vier Becken zur Verfügung stehen.

4.1.4 Vergleich der Wärme- und Süßwasserflüsse von meteorologischen Datensätzen und hergeleitet aus Ozeanbeobachtungen

Eine erste Idee war, beobachtete Veränderungen des Wärme- und Süßwasserinhalts im Ozean mit den zur gleichen Zeit von den meteorologischen Datensätzen vorgegebenen Wärme- und Süßwasserflüssen zu vergleichen.

Anhand von zeitlich aufeinander folgenden hydrographischen Profilen von Float-Messungen innerhalb der Becken kann die Veränderung des Wärme- und Süßwasserinhalts der oberen 2000 m der Wassersäule berechnet werden. Die Veränderung des Wärmeinhalts von einem Float-Profil zum nächsten ergibt Werte in der Größenordnung von $\pm 5000 \text{ W/m}^2$ für das NB und $\pm 2000 \text{ W/m}^2$ für die GS, selbst wenn Extremwerte ausgeschlossen werden, haben die Veränderungen des Wärmeinhalts von einem Profil zum nächsten eine Größenordnung von $\pm 1000 \text{ W/m}^2$ für das NB und $\pm 700 \text{ W/m}^2$ für die GS. Betrachtet man andererseits die Unterschiede zwischen den Monatsmittelwerten der verschiedenen Datensätze in den beiden Becken, so haben diese eine Größenordnung von nur 200 bis 300 W/m^2 . Ein vergleichbares Bild ergibt sich für die Veränderung des Süßwasserinhalts hergeleitet aus den Float-Beobachtungen im Vergleich mit den Unterschieden der atmosphärischen Süßwasserflüsse der verschiedenen Datensätze.

Die Einzelbeobachtungen mit Floats zur Veränderung des Wärme- und Süßwasserinhalts im Ozean sind also geprägt von der mesoskaligen Variabilität innerhalb der Becken und nicht dafür geeignet, die mittleren atmosphärischen Flüsse

über den Becken abzuschätzen. Die Variationen zwischen ihnen sind eine Größenordnung größer als die Variationen zwischen den verschiedenen Modellen. Somit führt auch ein Vergleich zwischen diesen Einzelbeobachtungen und den verschiedenen meteorologischen Datensätzen zu keinem sinnvollen Ergebnis.

4.1.5 Vergleich von berechneten und beobachteten winterlichen Konvektionstiefen

Der zweite Vergleich wird aufgrund der unter 4.1.4 beschriebenen Probleme anhand einer sogenannten *integralen* Größe durchgeführt - der maximalen Konvektionstiefe, die am Ende des Winters innerhalb der Becken erreicht wird. Die Konvektionstiefe ist eine integrale Größe, da sie ein Maß gibt für den kumulativen Effekt der während des Winters auf die Wassersäule wirkenden (meist negativen) Auftriebsflüsse. In Einzelbeobachtungen enthaltene, kleinräumige und kurzfristige Fluktuationen gleichen sich während der Abkühlungsphase aus und beeinflussen die am Ende beobachtete Konvektionstiefe nicht mehr maßgeblich.

Mithilfe eines einfachen eindimensionalen Deckschicht-Modells wird für die Abkühlungsphase unter dem Einfluss der Wärme- und Süßwasserflüsse der verschiedenen meteorologischen Datensätze die vertikale Vermischung und daraus folgende Vertiefung der Deckschicht berechnet. Die innerhalb einer Abkühlungsphase maximal erreichten Konvektionstiefen werden mit den beobachteten Konvektionstiefen verglichen. Auch dieser zweite Vergleich wird exemplarisch für das NB und die GS durchgeführt.

Das Deckschicht-Modell

Zur Berechnung der winterlichen Konvektionstiefe wird hier ein einfaches eindimensionales Deckschicht-Modell benutzt. Im Modell wird eine Anfangsdeckschichttiefe (Deckschicht: mixed-layer – **ML**) von 30 m Dicke an der Meeresoberfläche vorgegeben, da davon ausgegangen werden kann, dass die ML bedingt durch den Wind im Winter mindestens 30 m beträgt und windgetriebene Vermischung im Modell nicht berücksichtigt wird. Das Modell hat eine vertikale Auflösung von 10 m über einer Gesamttiefe von 2000 m, da auch die Float-Daten nur bis in diese Tiefe reichen und, wie in Abschnitt 3.2.1 und 3.2.2 beschrieben, die Konvektion lediglich in der GS sporadisch diese Tiefe erreicht. Die Entwicklung der ML wird in Zeitschritten von einem Tag berechnet. Eigene Untersuchungen wie auch die von De Jong (2010) zeigen, dass sich die Ergebnisse der Modellläufe durch einen kleineren Zeitschritt nicht verändern. Das Modell wird mit Temperatur- und Salzgehaltsprofilen von Floats aus dem NB und der GS vom Beginn der Abkühlungsphase gestartet. Lateraler Austausch wird nicht berücksichtigt. Die Wärme- und Süßwasserflüsse wirken unter der Annahme der Erhaltung von Wärme und Süßwasser auf die winddurchmischte ML (Wind-ML).

Im Modell wird die potentielle Temperatur benutzt. Diese ist im Folgenden aber kurz Temperatur genannt. Die Temperatur der ML verändert sich dabei in jedem Zeitschritt durch den Wärmefluss nach der folgenden Gleichung:

$$T(t_{i+1}) = T(t_i) + Q \cdot \Delta t / (\rho \cdot c_p \cdot d_w) \quad (1)$$

Hier steht T für die Temperatur, Q für den Nettowärmefluss, t für die Zeit, c_p für die Wärmekapazität von Seewasser bei konstantem Druck, ρ für die Dichte der Wind-ML und d_w für die Dicke der Wind-ML.

Und der Salzgehalt der ML verändert sich dabei durch den Süßwasserfluss nach der Gleichung:

$$S(t_{i+1}) = S(t_i) - S(t_i) * I * \Delta t / (\rho * d_w) \quad (2)$$

Hier steht S für den Salzgehalt und I für den Süßwasserfluss.

Nach der Anpassung von Temperatur und Salzgehalt in der Wind-ML wird die Dichte innerhalb der Wassersäule berechnet. Ist die Schichtung stabil, so geht das Modell zum nächsten Zeitschritt. Wenn die Schichtung instabil ist, werden Temperatur und Salzgehalt von der Wind-ML und der darunter liegenden Schicht vermischt, d.h. gemittelt. Dieser Vorgang wird so lange mit darunter liegenden Schichten wiederholt, bis die Schichtung wieder stabil ist. Bei jedem neuen Zeitschritt startet das Modell mit einer Anfangs-ML von 30 m. Ein vollständiger Modelllauf umfasst die komplette Abkühlungsphase von September bis April. Während des Zeitraums, für den diese Untersuchung durchgeführt wird, wurden in den Becken des EN an der Meeresoberfläche keine Gefrierpunkttemperaturen beobachtet (siehe Abschnitt 3.2.1 und 3.2.2). Innerhalb der Modellläufe wird die Wind-ML aber bedingt durch atmosphärische Süßwasserflüsse und/oder extreme Startprofile in einigen Fällen sehr salzarm. Dies führt in einigen Läufen dazu, dass die Temperatur auf den Gefrierpunkt absinkt, bevor vertikale Vermischung einsetzt. Dadurch wird die Dichte der Wind-ML reduziert und das Einsetzen vertikaler Vermischung verhindert. In diesen unrealistischen Situationen wird der Modelllauf abgebrochen.

Eindimensionale ML-Modelle sind besonders geeignet, Prozesse zu simulieren, bei denen die Tiefe der Vermischung klein ist im Verhältnis zur horizontalen Ausdehnung der Konvektionszellen, da in diesen Fällen der Einfluss der Erdrotation vernachlässigt werden kann (Visbeck, 1993; Marshall und Schott, 1999). Dies trifft zu für das NB, das LB und das IP, in denen die winterliche ML (außer in wenigen Einzelbeobachtungen im LB) 500 m nicht übersteigt (Abschnitt 3.2.1). Aber auch für die GS konnten mit dieser Art von Modell realistische Experimente durchgeführt werden, obwohl dort die horizontale Ausdehnung der konvektiven Zellen vergleichbar ist mit der Tiefe der Konvektion (etwa 1000 – 2000 m) (Visbeck, 1993; Visbeck et al., 1995). Da Eisbildung während des Zeitraums der genannten Untersuchungen eine wichtige Rolle bei der Vergrößerung der Dichte in der Oberflächenschicht spielte, wurde das Modell ergänzt durch ein thermodynamisches Eismodell. In dem Zeitraum der Untersuchungen ist dies aber für die Grönlandsee nicht mehr nötig, da kein Eis beobachtet wurde (Latarius und Quadfasel, 2010). Visbeck (1993) und Visbeck et al. (1995) gelingt es für den Winter 1988/89 die Temperaturschichtung, Eisbedeckung und Tiefe der Konvektion realistisch zu reproduzieren, obwohl ihr Modell nur mit klimatologischen Wärmeflüssen angetrieben wird. Es zeigt sich, dass der bei ihren Untersuchungen vorgeschriebene Eisexport aus dem Konvektionsgebiet heraus von großer Bedeutung ist. Vergleichbare Untersuchungen zur Wassermassentransformation und ML-Tiefe in der Labradorsee und Irmingersee des subpolaren Nordatlantiks werden von Våge et al. (2009) und de Jong (2010) vorgenommen. Auch hier führt die Benutzung eines eindimensionalen ML-Modells zu guten Ergebnissen im Vergleich mit Beobachtungen. Ihre Untersuchungen machen es außerdem möglich, inter-annuale Schwankungen der Konvektion zu erklären. Schließlich bestätigen Send und Marshall (1995) in einer Studie mit einem numerischen Modell, dass der laterale Eintrag in die Wassersäule von

entscheidender Bedeutung für den Wiederaufbau der Schichtung nach der Konvektion ist aber nicht während der Wassermassentransformation selbst.

Die Konstruktion der Modellläufe

Wie bereits in Abschnitt 3.1.6 beschrieben, gibt es große Unterschiede in der von individuellen Floats während eines Winters beobachteten maximalen Konvektionstiefe. Dazu unterliegt die Tiefe der Konvektion inter-annualen Schwankungen, die besonders groß in der GS sind. Und wie die Zusammenstellung der vorhandenen hydrographischen Profile von individuellen Floats zu Beginn der Abkühlungsphase zeigt (Abbildung 46), variieren auch diese deutlich. Die Bedeutung der sogenannten Präkonditionierung der Wassersäule für das Eintreten tiefer Konvektion (preconditioning) wurde schon von Marshall und Schott (1999) ausführlich untersucht.

Des Weiteren ist davon auszugehen, dass nur im Inneren der Becken die Bedeutung des lateralen Eintrags zu vernachlässigen ist. Dies legen auch die Untersuchungen zur Zirkulation im EN von Voet et al. (2010) nahe, die nur im Inneren der Becken sehr schwache Strömungen zeigen (siehe Abschnitt 2.3 und Abb. 8). Daher werden in beiden Becken Floats ausgewählt, deren Position sowohl am Beginn der Abkühlungsphase als auch zum Zeitpunkt des Eintretens maximaler Konvektion im Inneren der Becken liegen (Abbildung 47). Ein Modelllauf wird gestartet mit dem Profil zum Beginn der Abkühlungsphase eines solchen Floats. Die maximal erreichte Konvektionstiefe im Modelllauf wird verglichen mit der maximal beobachteten Konvektionstiefe des gleichen Floats, von dem auch die Startbedingungen stammen. So soll gewährleistet werden, dass die Entwicklung eines individuellen Wasserkörpers im Modell nachvollzogen wird. Allerdings verlässt ein Float während des Profilierens und durch Verdriften während des Aufenthalts an der Oberfläche unter Umständen seinen Ausgangswasserkörper. So stellt die von dem Float aufgezeichnete Entwicklung der Hydrographie nur eine Annäherung an die Entwicklung eines Wasserkörpers dar.

Wie die Untersuchungen unter 4.1.3 gezeigt haben, zeigen die Oberflächenflüsse deutliche inter-annuale Variabilität. So werden hier in den Modellläufen nicht die Flüsse des mittleren saisonalen Gangs benutzt, sondern die aus den Monaten der Abkühlungsphase, aus denen auch die Float-Beobachtungen stammen.

Als Startprofile für die Modell-Läufe werden sowohl September- als auch Oktober-Profile benutzt. Der Vergleich von den im September zu den im Oktober gestarteten Läufen kann Anhaltspunkte geben, ob die Vernachlässigung des lateralen Austauschs tatsächlich gerechtfertigt ist.

Insgesamt berücksichtigt der so aufgebaute Vergleich von Konvektionstiefen aus Modellläufen und Beobachtungen die inter-annuale Variabilität der Oberflächenflüsse und die mesoskaligen wie auch inter-annualen Schwankungen der hydrographischen Ausgangsbedingungen und der Konvektionstiefe. Dazu wird versucht, die Untersuchungen auf das Innere der Becken zu konzentrieren, das von lateralem Austausch unbeeinflusst ist. Dieser Einschränkung sind aber gewisse Grenzen gesetzt. Eine größere Einengung des Beobachtungsgebiets würde die Anzahl der Startbedingungen und zugehörigen Konvektionsbeobachtungen erheblich reduzieren (siehe Abbildung 47).

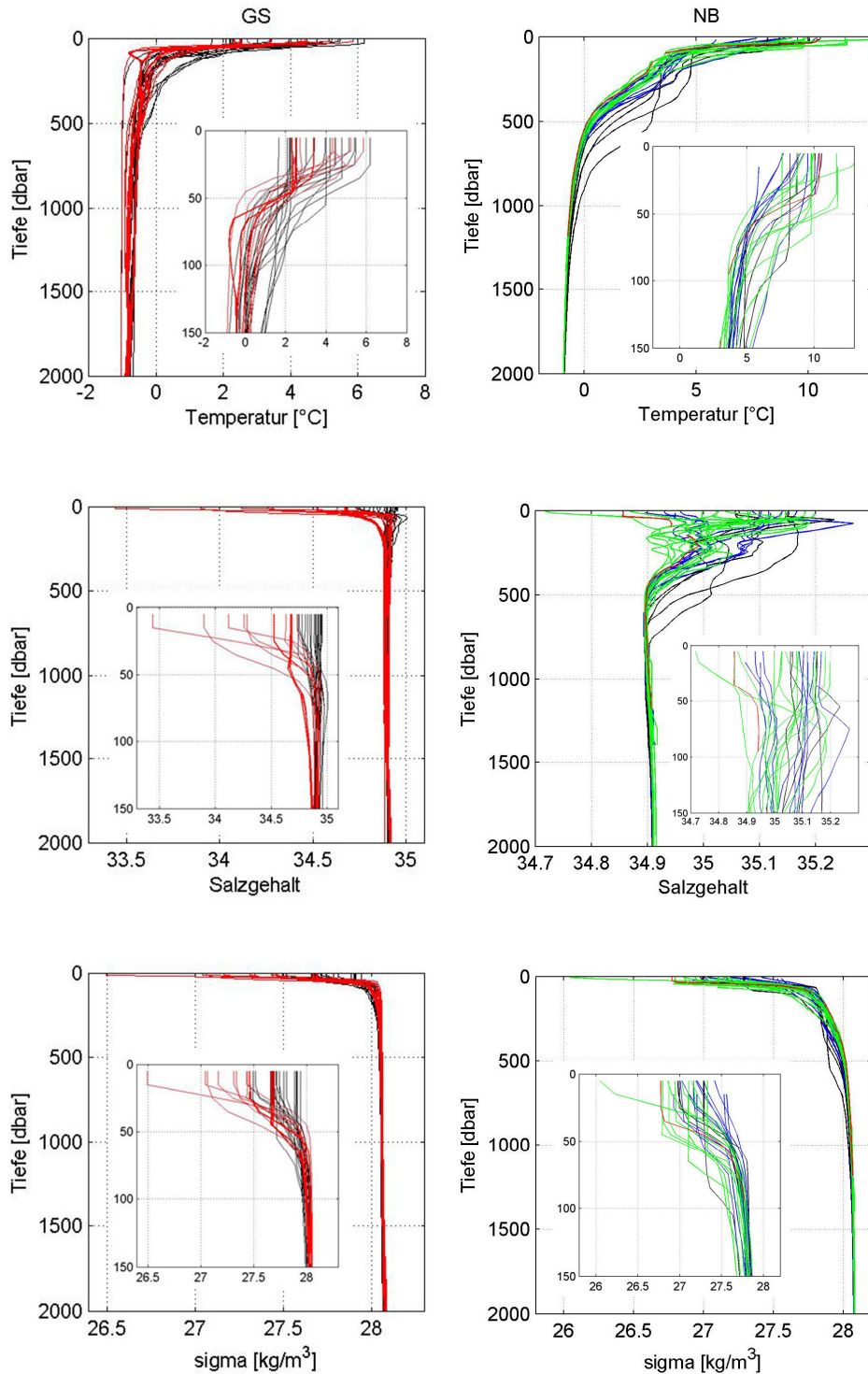


Abbildung 46: Zusammenstellung aller Startprofile für Modellläufe in der GS (links) und im NB (rechts); (oben) Temperatur, (Mitte) Salzgehalt, (unten) Dichte (sigma). GS: die roten Linien markieren die Ausgangsprofile von Modellläufen, die abgebrochen wurden, da in der Wind-ML Gefrierpunkttemperatur erreicht wurde. NB: die verschiedenen Farben der Linien markieren die Ausgangsprofile für bestimmte Gruppen von Modellläufen. Es werden dabei Modellläufe unterschieden, in denen die Konvektionstiefen im Modell diejenigen der Beobachtungen deutlich übersteigen (blau: beob. Konv. < Modell Konv.); in denen je nach benutztem meteorologischen Datensatz die Modellkonvektion die beobachtete übersteigt oder anders herum (grün); und in denen die beobachtete Konvektionstiefe immer größer als die Modell-Konvektionstiefe ist (rot). Eine ausführliche Beschreibung findet sich im Text.

Da die Vertiefung der Deckschicht auf dem kombinierten Effekt von Wärme- und Süßwasserflüssen beruht, werden in den Modellläufen nur diejenigen meteorologischen Datensätze benutzt, die beide Komponenten zur Verfügung stellen. Dies sind NCEP, NCEPcorr, ECMWF und REMO. REMO-Flussdaten stehen allerdings nur bis 2005 zur Verfügung. Daher ergeben sich in Kombination mit den Float-Beobachtungen nur 4 Modellläufe mit REMO-Auftriebsflüssen für das NB, im Vergleich zu 18 Modellläufen für NCEP, NCEPcorr und ECMWF. Für die GS wären 3 Modellläufe mit REMO möglich, im Vergleich zu 21 Läufen mit den anderen drei Datensätzen. Bei dieser geringen Anzahl von Läufen ist aber keine statistisch signifikante Aussage über das Verhältnis von Modellkonvektionstiefen zu beobachteten Konvektionstiefen möglich.

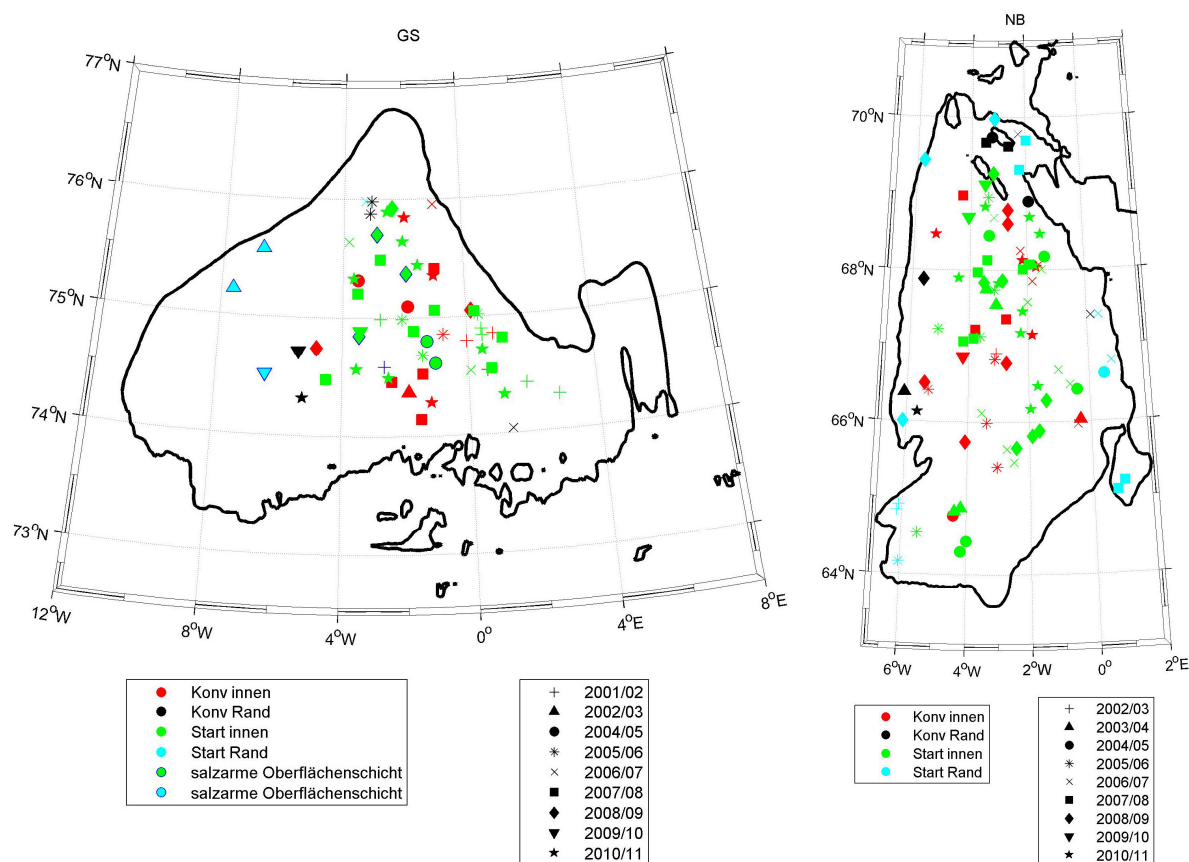


Abbildung 47: Grüne und hellblaue Symbole bezeichnen Positionen der September- und Oktober-Floatprofile, (links) der Jahre 2001 bis 2010 in der GS und (rechts) der Jahre 2002 bis 2010 im NB. Grün: Profile aus dem Inneren der Becken, die als Startprofile für die Modellläufe benutzt wurden (hellblaue Symbole: Profile vom Rand, die nicht benutzt wurden). Rote und schwarze Symbole bezeichnen Positionen, an denen von Floats maximale Konvektion beobachtet wurde (links) der Winter 2001/02 bis 2010/11 in der GS und (rechts) der Winter 2002/03 bis 2010/11 im NB. Rot: Profile aus dem Inneren der Becken, die zum Vergleich mit den Ergebnissen der Modellläufe benutzt wurden (schwarze Symbole: Profile vom Rand, die nicht benutzt wurden). In der GS bezeichnen außerdem dunkelblau umrandete Symbole Positionen, auf denen im September bzw. Oktober eine sehr salzarme oberflächennahe Schicht beobachtet wurde. Die Form der Symbole zeigt, aus welchem Jahr (erste Zahl) das Startprofil kommt bzw. aus welchem Winter (erste und zweite Zahl) die Konvektionsbeobachtung stammt. Das Gebiet der GS und des NB ist eingegrenzt durch die f/H-Kontur $0.45 \cdot 10^{-8}$ (Erläuterung dazu: siehe Abschnitt 3.1.6).

Daher wird der Vergleich nur für die Datensätze von NCEP, NCEPcorr und ECMWF durchgeführt. Wie die Untersuchungen unter 4.1.3 gezeigt haben, umfassen diese Datensätze fast vollständig die Spanne der Wärme- und Süßwasserflüsse aller Datensätze (siehe dazu Abbildung 45). Daher stellt die Einschränkung kein Problem dar. Es werden Modellläufe im Zeitraum 2001 bis 2011 für die GS und im Zeitraum 2002 bis 2011 für das NB durchgeführt.

Ergebnisse der Modellläufe

Es werden hier die Ergebnisse des Vergleichs aus Modellläufen und Beobachtungen für das NB (exemplarisch für das östliche EN) und die GS (exemplarisch für das westliche EN) dargestellt. Im östlichen Teil sind die Schichten der Wassersäule, die von der winterlichen, vertikalen Vermischung erfasst werden, vorrangig geprägt von den von Süden einströmenden Atlantischen Wassermassen. Die Temperaturen in Oberflächennähe sind während des ganzen Jahres weit über dem Gefrierpunkt und die Salzgehalte sind im Vergleich mit dem westlichen EN hoch. In diesem Temperatur- und Salzgehaltsbereich sind Wärmeflüsse zwischen Ozean und Atmosphäre wichtiger für die Veränderung des Auftriebs als Süßwasserflüsse (anders ausgedrückt: Temperaturänderungen rufen deutlich stärkere Dichteänderungen hervor als Salzgehaltsänderungen). Nur episodisch ist das Eindringen von salzarmen Wassers vom Norwegischen Küstenstrom (Norwegian Coastal Current) in der oberflächennahen Schicht zu beobachten (Nilsen und Falck, 2006). In der größten Anzahl von Startprofilen für die Modellläufe trägt die Salzgehaltsschichtung nicht zur Stabilität in der Wassersäule bei (Abbildung 46). Es muss vorrangig die Temperaturschichtung, die durch sommerliche Erwärmung und lateralen Eintrag aufgebaut wurde, durch Oberflächenflüsse abgebaut werden, bevor vertikale Vermischung einsetzen kann.

Die Situation im westlichen EN ist eine deutlich andere. Die modifizierten Atlantischen Wassermassen sind hier an der Oberfläche überdeckt von dem sehr salzarmen Polaren Oberflächenwasser, welches vom Arktischen Ozean durch die Framstraße in die Region eindringt. Der Einfluss vom Polaren Oberflächenwasser ist im westlichen Teil der GS besonders ausgeprägt (Budéus und Ronski 2009), aber es finden sich unter den Startprofilen für die Modellläufe auch in der inneren GS Profile mit einer salzarmen Oberflächenschicht von 20-50 m Dicke (Abbildung 46). Die Stabilität der Schichtung in Oberflächennähe wird vorrangig durch den Salzgehalt bestimmt. Um vertikale Vermischung einzuleiten, muss zu allererst die salzarme Oberflächenschicht abgebaut werden. Dabei ist das Zusammenspiel von Wärme- und Süßwasserflüssen von Bedeutung. Unterhalb dieser Schicht ist der Dichtegradient im Vergleich zum östlichen EN schwach. Daher stellt die salzarme Oberflächenschicht eine Art Barriere für den Beginn der vertikalen Vermischung dar. Ist diese überwunden, dann bestimmt das Ausmaß der Abkühlung die Tiefe der Konvektion.

Das östliche Europäische Nordmeer – das Norwegen-Becken

Es wurden für dieses Gebiet mit den Flussdaten von NCEP, NCEPcorr und ECMWF jeweils 18 Modellläufe durchgeführt, die im September gestartet wurden und 18 Modellläufe, die im Oktober gestartet wurden. Die ermittelten maximalen ML-Tiefen und ML-Temperaturen sowie ML-Salzgehalte zum Zeitpunkt der maximalen ML-Tiefe innerhalb der Abkühlungsphase wurden mit den zugehörigen Beobachtungen verglichen. Dieses ist in Abbildung 48 dargestellt. Es fällt hier zu allererst auf, dass die ML-Tiefen der Modellrechnungen fast durchgehend größer sind als diejenigen

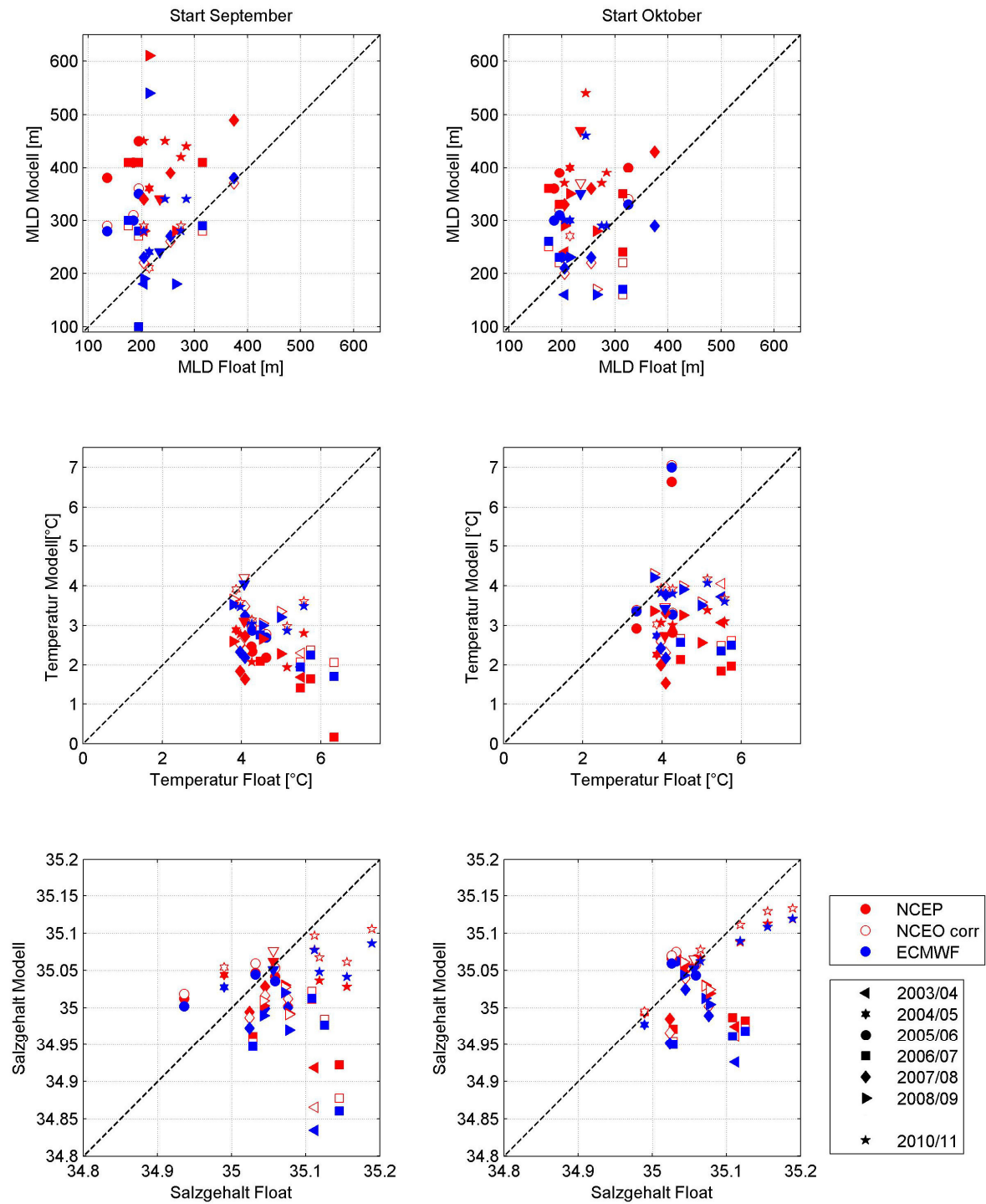


Abbildung 48: Darstellung des Vergleichs für das NB zwischen Modell-Ergebnissen und Float-Beobachtungen. (Oben) maximal während einer Abkühlungsphase erreichten ML-Tiefe (MLD). (Mitte) der zur gleichen Zeit vorhandenen mittleren Temperatur. (Unten) des mittleren Salzgehalts der ML. (Links) für die Fälle, in denen das Modell im September gestartet wurde, (rechts) im Oktober.

der zugehörigen Beobachtungen (zu 90%). Dabei entspricht die Spanne der berechneten ML-Tiefen innerhalb der Modellläufe mit einem Datensatz derjenigen der Beobachtungen, wenn von ein bis zwei Einzelwerten innerhalb der Modellläufe abgesehen wird (siehe hierzu in Anhang I die Darstellung der Abbildung 48 für jeden

Datensatz einzeln). Das heißt, die Modellläufe geben die beobachtete lokale als auch inter-annuale Variabilität der ML-Tiefen wieder. Die Modellläufe mit NCEP und Start im September überschätzen die ML-Tiefe im Mittel um 150 m. Die berechneten ML-Temperaturen wie auch Salzgehalte sind im Vergleich mit den Beobachtungen zu niedrig. Auch in den Läufen mit NCEPcorr und ECMWF werden die ML-Tiefen überschätzt, allerdings im Mittel nur um etwa 50 m, und auch die Unterschätzung von ML-Temperatur und –Salzgehalt ist reduziert. Die Ergebnisse der Modellläufe wurden in Tabelle 4 zusammengefasst. Die mittleren ML-Tiefen in allen Modellläufen sind um 20 bis 30 m reduziert, wenn die Modellläufe im Oktober mit zugehörigen Startprofilen begonnen werden (Abbildung 48). Zusätzlich wird auch die Unterschätzung von Temperatur und Salzgehalt dabei verringert. Dies weist darauf hin, dass die Vernachlässigung des lateralen Austauschs im Modell problematisch ist. Wenigstens am Beginn der Abkühlungsphase spielt dieser Prozess eine Rolle. Dieses legen insbesondere die unterschätzten Temperaturen und Salzgehalte nahe. Durch lateralen Austausch werden ins NB hauptsächlich warme und salzreiche Wassermassen Atlantischen Ursprungs in die ML eingebracht. Dieses bewirkt einen Anstieg von Temperatur und Salzgehalt in der ML, was zu einer Stabilisierung der Schichtung und damit einer Dämpfung der vertikalen Vermischung führt. (Wären die überschätzten ML-Tiefen stattdessen bedingt durch zu hohe Wärmeverluste innerhalb der meteorologischen Datensätze, sollte in erster Linie die ML-Temperatur unterschätzt sein).

In ihrer ausführlichen Untersuchung zur ML des NB führen Nilsen und Falck (2006) eine lineare Regression zwischen der Vertiefung der ML und den atmosphärischen Flüssen durch. Sie kommen zu dem Schluss, dass der laterale Austausch während des Winters eine untergeordnete Rolle spielt. Wie die Analyse der Modellläufe zeigt, ist ein 1-dimensionales ML-Modell, in dem lateraler Austausch nicht berücksichtigt wird, im NB nicht dazu geeignet, die winterliche Vertiefung der Deckschicht vollständig zu beschreiben. Mit allen meteorologischen Datensätzen verbessert sich die Annäherung an die beobachtete ML-Tiefe bei Start im Oktober (bei NCEP reduziert sich die Abweichung zwischen Beobachtung und Modellergebnis um 15%; bei NCEPcorr und ECMWF um 50%). Somit spielt zum Beginn der Abkühlungsphase der laterale Eintrag womöglich eine größere Rolle als im weiteren Verlauf. Da außerdem sowohl NCEPcorr als auch ECMWF-Flüsse in den Modellläufen mit Start im Oktober dazu führen, dass die beobachtete ML-Tiefe im Mittel auf etwa 25 m genau reproduziert wird, wird daraus geschlossen, dass diese Datensätze den in der Realität vorhandenen Flüssen deutlich näher kommen als NCEP. Allerdings zeigt Abbildung 45, dass die Ähnlichkeit zwischen den NCEPcorr und ECMWF-Flüssen in erster Linie im Nettoauftriebsfluss zu sehen ist, die Aufteilung in Nettowärme- und Süßwasserfluss macht deutlich, dass beide Komponenten bei ECMWF deutlich größer (und dabei entgegengesetzt) sind. Dies ist auch in allen anderen Becken so der Fall und spielt in der GS bei anderen Ausgangstemperaturen und –salzgehalten in Oberflächennähe eine wichtige Rolle.

NB	NCEP		NCEP corr		ECMWF	
	Sept	Okt	Sept	Okt	Sept	Okt
Anzahl der Modell-Läufe	18	18	18	18	18	18
MLD	-150 ± 111	-122 ± 70	-46 ± 99	-23 ± 82	-49 ± 97	-27 ± 81
T	2.51 ± 1.41	1.62 ± 1.39	1.72 ± 1.20	0.91 ± 1.35	1.88 ± 1.24	1.04 ± 1.38
S	0.071 ± 0.071	0.042 ± 0.056	0.069 ± 0.084	0.041 ± 0.062	0.084 ± 0.086	0.056 ± 0.061

Tabelle 4: Mittelwerte und Standardabweichung der Differenz zwischen Float-Beobachtung und Ergebnis der Modellläufe für das NB für ML-Tiefe (MLD – mixed-layer depth), Temperatur (T) und Salzgehalt (S). Positive Zahlen stehen für höhere Werte in den Beobachtungen als im Modell.

Das westliche Europäische Nordmeer – Die Grönlandsee

In Abhängigkeit von den zur Verfügung stehenden Beobachtungen werden für die GS jeweils für NCEP, NCEPcorr und ECMWF-Flüsse 12 Modellläufe mit Start im September durchgeführt und 19 Läufe mit Start im Oktober.

Vor der detaillierten Analyse der Modellläufe soll hier ein prinzipielles Problem erörtert werden. In der GS werden nicht alle gestarteten Läufe bis zum Ende der Abkühlungsphase durchgeführt. Einige Läufe werden abgebrochen, da in der Oberflächenschicht die Gefrierpunkttemperatur erreicht wird, obwohl dieses im Untersuchungszeitraum in der GS nicht beobachtet wurde (Abbildung 26 a). Die Anzahl der abgebrochenen Läufe ist abhängig vom benutzten Datensatz. Bei ECMWF werden 42% der im September gestarteten Läufe und 58% der im Oktober gestarteten Läufe abgebrochen. Bei NCEPcorr sind es dagegen nur 33% für Start im September und 37% für Start im Oktober; und bei NCEP sogar nur 25% (September) und 37% (Oktober). In Abbildung 46 werden die Startprofile im Zusammenhang mit diesem Problem untersucht. Es zeigt sich, dass die Startprofile, bei denen für mindestens zwei Datensätze der Modelllauf abgebrochen wird, charakterisiert sind durch eine starke haline Schichtung mit einer salzarmen Schicht an der Oberfläche, die bis in maximal 50 m Tiefe reicht (rote Profile). Insbesondere den ECMWF-Flüssen gelingt es nicht, diese Schichtung zum Beginn der Abkühlungsphase abzubauen. Nach diesem Datensatz wird über das ganze Jahr Süßwasser in den Ozean eingetragen, verstärkt während der Abkühlungsphase (siehe Abbildung 43). Der Süßwasserfluss von ECMWF stabilisiert also während der gesamten Abkühlungsphase die Schichtung und sie wird lediglich durch die Wärmeflüsse abgebaut. Dies führt in Kombination mit einer starken halinen Anfangsschichtung dazu, dass die Gefrierpunkttemperatur erreicht wird, ehe vertikale Vermischung einsetzt, die die salzarme Oberflächenschicht abbauen würde. Im Gegensatz dazu

wird bei NCEP sowohl durch den Wärmefluss als auch durch den Süßwasserfluss die Schichtung während der Abkühlungsphase destabilisiert (dies aber vergleichsweise deutlich weniger bei NCEPcorr als NCEP – siehe Abbildung 45). Aber selbst mit NCEP Flüssen gelingt es in etwa einem Drittel der Modellläufe nicht, die haline Schichtung vom Beginn der Abkühlungsphase zu zerstören.

Der Abbruch von Modellläufen weist also auf zwei Probleme hin. Zum einen sind die Süßwasserflüsse von ECMWF im Vergleich zu NCEP und NCEPcorr unrealistisch, da sie in einer großen Anzahl von Fällen eine Simulation der tatsächlichen Konvektion nicht mal im Ansatz zulassen. Zum anderen ist auch für die innere GS der laterale Austausch nicht vollständig zu vernachlässigen. NCEP-Flüsse geben die Oberflächenflüsse zu groß vor. Dies ergaben sowohl Vergleiche zwischen Beobachtungen und Datensatz aus der Literatur, die in Abschnitt 4.1.2 dargestellt sind, als auch unser Vergleich zwischen Modell und Beobachtung für das NB. Trotzdem gelingt es auch mit diesen Flüssen bei etwa einem Drittel der Anfangsschichtungen nicht, die Stabilität abzubauen und winterliche vertikale Vermischung zu reproduzieren. Es liegt also die Vermutung nahe, dass die oberflächennahe salzarme Schicht nicht nur durch atmosphärische Flüsse sondern auch durch lateralen Austausch am Beginn der Abkühlungsphase abgebaut wird. Das salzarme Polare Oberflächenwasser wird mit dem Ostgrönlandstrom an der Westseite der GS vom Arktischen Ozean in das EN transportiert. Der Strom führt an seiner Oberfläche auch Eis mit sich, das im EN im Verlauf des Sommers zusehends schmilzt und dabei den Salzgehalt des darunterliegenden Wassers weiter reduziert (Holfort und Meincke, 2005). Pulse von salzarmem Wasser erreichen auch die GS mit deutlichster Ausprägung zum Ende des Sommers (Abbildung 26 (b)). Mit dem Beginn der Abkühlungsphase kommt es dann an der Oberfläche des Ostgrönlandstroms wieder zu Eisbildung, was den Salzgehalt des darunter liegenden Wassers erhöht. Somit ist auch der laterale Austausch zwischen Ostgrönlandstrom und GS in dieser Zeit dazu geeignet, den Salzgehalt der Oberflächenschicht in der GS zu erhöhen, also die haline Schichtung wieder abzubauen.

Die Bedeutung des lateralen Eintrags in Oberflächennahe für den Salzgehalt wird auch durch die Untersuchungen von Romanova et al. (2010) bestätigt. Diskrepanzen zwischen vom Modell ermittelten Süßwasserflüssen und atmosphärischen Süßwasserflüssen treten in erster Linie in den Polarregionen auf, in denen verstärkt Süßwasser durch Flüsse und Eisschmelze eingetragen wird, bzw. Salz aufgrund der Eisbildung aus Meerwasser eingetragen wird. Bei den ML-Untersuchungen von Visbeck in der GS (1993) wird dieses Problem durch einen zusätzlich vorgegebenen Eintrag von Salz an der Oberfläche kompensiert.

In Abbildung 49 ist der Vergleich zwischen den Ergebnissen der Modellläufe und den zugehörigen Beobachtungen für die GS dargestellt. Die ermittelten maximalen ML-Tiefen, und ML-Temperaturen sowie ML-Salzgehalte zum Zeitpunkt der maximalen ML-Tiefe innerhalb der Abkühlungsphase wurden mit den zugehörigen Beobachtungen verglichen. Auch hier, wie im NB, zeigen die ML-Tiefen der Modellläufe die gleiche Spanne wie die Beobachtungen, sie reproduzieren also die beobachtete lokale als auch inter-annuale Variabilität der Konvektion. Die ML-Tiefen unter NCEP und NCEPcorr Flüssen sind zu hoch, im Mittel um 250 m bzw. 175 m. Dagegen sind die unter ECMWF-Flüssen berechneten ML-Tiefen zu gering, im Mittel um 180 m. Gleichzeitig werden mit allen drei Flussdatensätzen die Temperaturen der ML unterschätzt und dies wie im NB unter NCEP am extremsten. Die Salzgehalte

sind dagegen sowohl bei NCEP als auch NCEPcorr-Flüssen auf ein bis zwei Tausendstel getroffen, dagegen bei ECMWF im Mittel um fast 0.01 unterschätzt.

Eine Zusammenfassung des Vergleichs findet sich in Tabelle 5. Der Vergleich legt nahe, dass die unterschiedlichen Abweichungen zwischen Modell und Beobachtungen hier nicht vorrangig durch die Vernachlässigung des lateralen Austauschs hervorgerufen sind, sondern durch die verschiedenen Flüsse. NCEP, der Datensatz mit dem größten Netto-Auftriebsverlust aber auch größtem Wärmeverlust über den Zeitraum der Abkühlungsphase (siehe Abbildung 45), bewirkt die am weitesten überschätzten ML-Tiefen und die am stärksten unterschätzten ML-Temperaturen. ECMWF führt zu einer Unterschätzung der ML-Tiefe, da es bedingt durch einen Süßwassergewinn den geringsten Netto-Auftriebsflussverlust hat. Die ML-Temperaturen sind trotzdem unterschätzt, da sich bei ECMWF die Abkühlung auf eine im Vergleich zu den Beobachtungen flachere ML auswirkt. NCEPcorr erreicht mit seinen gegenüber NCEP reduzierten Netto-Auftriebsverlusten und Wärmeverlusten weniger überschätzte ML-Tiefen und –Temperaturen. Sowohl NCEP als auch NCEPcorr reproduzieren annähernd die beobachteten Salzgehalte der ML im Gegensatz zu ECMWF. Obwohl sich die Nettoauftriebsverluste von ECMWF und NCEPcorr deutlich weniger voneinander unterscheiden als von NCEP, gibt es also wesentliche Unterschiede in den Ergebnissen der Modellläufe mit diesen Flüssen.

Beim Vergleich der sowohl im September als auch Oktober gestarteten Modellläufe zeigt sich, dass ein späterer Start die Ergebnisse der Modellläufe kaum verändert. (Graue Zahlen in Tabelle 3: es werden nur die Läufe verglichen, bei denen der gleiche Float in einer Abkühlungsphase sowohl ein September- als auch Oktober-Startprofil zur Verfügung stellt). Lediglich bei Läufen mit ECMWF-Flüssen reduziert sich die Unterschätzung der ML um etwa 50 m. Dies bestätigt noch einmal, dass die Vernachlässigung des lateralen Austauschs in der GS eine untergeordnete Rolle spielt. Die Veränderung in den ML-Tiefen bei ECMWF-Flüssen lässt sich damit erklären, dass die Süßwassergewinne eines Monats so nicht zum Tragen kommen, und es daher einfacher ist, innerhalb der ECMWF-Läufe die Anfangsschichtung zu destabilisieren.

Entscheidend für die Reproduktion der winterlichen vertikalen Vermischung in der GS ist also das Zusammenspiel von Wärme- und Süßwasserflüssen. Dies ist bedingt durch den in Oberflächennähe vorgefundenen Temperatur- und Salzgehaltsbereich. Dieses Zusammenspiel wird von NCEPcorr am besten reproduziert. Wir finden hier Abweichungen von im Mittel 150 bis 175 m zwischen beobachteten und im Modell errechneten ML-Tiefen, die Temperatur wird lediglich um 0.2 K unterschätzt und der Salzgehalt um 0.002. Dazu kann für eine große Anzahl von Beobachtungen der Anfangsschichtung (65 %) die vertikale Vermischung mit einem einfachen Modell reproduziert werden.

Vergleichbare Abweichungen zwischen den ML-Tiefen aus Modellrechnungen und Beobachtungen wurden auch von Våge et al. (2009) und de Jong (2010) für die Irmingersee beobachtet. In beiden Arbeiten wurden allerdings nur ML-Tiefen aber keine Temperaturen und Salzgehalte der ML verglichen. Våge et al. (2009) erzielte die größte Übereinstimmung von Modell- und Beobachtungs-ML-Tiefen bei Benutzung von Oberflächenflussdaten, die die lokalen Kaltluftausbrüche im Zusammenhang mit dem *Greenland Tip Jet* (starke Strahl-Strömung, die sich an der Südspitze Grönlands ausbildet) berücksichtigen. Seine Analysen zeigen aber auch,

dass diese Flüsse mit denen eines in Anlehnung an Renfrew et al. (2002) korrigierten NCEP-Datensatzes vergleichbar sind. De Jong (2010) gelingt unter Benutzung von NCEP eine Rekonstruktion der ML-Tiefen für den Zeitraum 1990 bis 2008 mit Abweichungen zwischen 0 und 600 m.

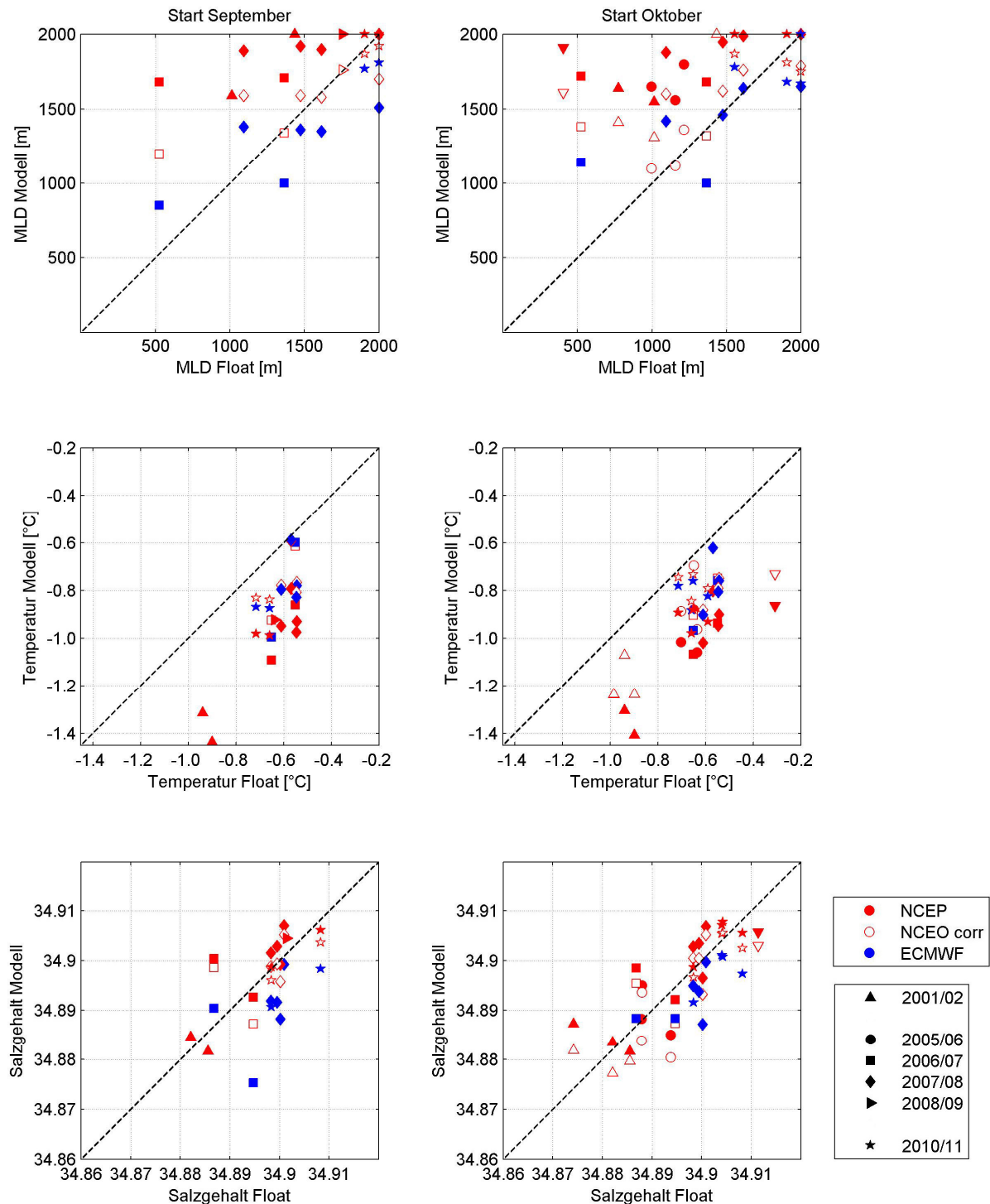


Abbildung 49: Darstellung des Vergleichs für die GS zwischen Modellergebnissen und Float-Beobachtungen von (oben) der maximal während einer Abkühlungsphase erreichten ML-Tiefe (MLD) und der zur gleichen Zeit vorhandenen mittleren Temperatur (Mitte) und des mittleren Salzgehalts (unten) der ML. (Links) für die Fälle, in denen das Modell im September gestartet wurde, (rechts) im Oktober.

GS	NCEP		NCEP corr		ECMWF	
	Sept	Okt	Sept	Okt	Sept	Okt
Anzahl der Modell-Läufe	9 8	12 8	8 7	12 7	7 7	8 7
MLD	-231 ± 262 -316 ± 282	-389 ± 310 -326 ± 282	-175 ± 225 -19 ± 243	-150 ± 296 -28 ± 261	182 ± 245 182 ± 245	117 ± 243 134 ± 257
T	0.25 ± 0.19 0.37 ± 0.10	0.33 ± 0.10 0.35 ± 0.11	0.17 ± 0.08 0.18 ± 0.09	0.18 ± 0.10 0.18 ± 0.10	0.21 ± 0.10 0.021 ± 0.10	0.19 ± 0.10 0.20 ± 0.10
S	-0.001 ± 0.003 -0.001 ± 0.003	-0.002 ± 0.005 -0.002 ± 0.004	0.002 ± 0.004 0.002 ± 0.004	0.001 ± 0.005 0.002 ± 0.005	0.009 ± 0.006 0.009 ± 0.006	0.008 ± 0.006 0.009 ± 0.006

Tabelle 5: Mittelwerte und Standardabweichung der Differenz zwischen Float-Beobachtung und Ergebnis der Modellläufe für die GS für ML-Tiefe (MLD – mixed-layer depth), Temperatur (T) und Salzgehalt (S). Graue Zahlen zeigen die Berechnungen, wenn nur die Läufe berücksichtigt werden, die sowohl mit Start im September als auch Oktober möglich sind. Positive Zahlen stehen für höhere Werte in den Beobachtungen als im Modell.

4.1.6 Zusammenfassung zum Vergleich der meteorologischen Datensätze

In Kapitel 4.2 werden Wärme- und Süßwasserbudgets für die vier Becken des EN aufgestellt. Die Entwicklung im Inneren der Becken wird anhand der Zeitserien zur Hydrographie, die aus den Float-Beobachtungen erstellt werden, abgeleitet. Um den Austausch zwischen Ozean und Atmosphäre zu beschreiben, werden Informationen von meteorologischen Datensätzen benötigt. Es stehen dafür die Daten der globalen Reanalysen von NCEP und ECMWF zur Verfügung, die aus Satellitenbeobachtungen abgeleiteten Datensätze HOAPS und J-OFURO, die Daten des REMO-Modells für den Nordatlantik und die auf in-situ-Beobachtungen basierenden Datensätze NOC und OAFflux.

Eine Literatur-Recherche (Abschnitt 4.1.2) zeigt, dass sich diese Datensätze zum Teil erheblich unterscheiden. Im Vergleich mit Beobachtungsdaten lassen sich insbesondere für NCEP Fehler im Bulk-Fluss-Algorithmus zur Berechnung von latentem und sensiblem Wärmefluss ausmachen. Er führt bei großen Temperaturdifferenzen zwischen Ozean und Atmosphäre und hohen Windgeschwindigkeiten zu überschätzten sensiblen und latenten Wärmeflüssen. Diese Bedingungen werden in den höheren Breiten angetroffen. Renfrew et al. (2002) ermittelt für die Labradorsee eine Überschätzung der sensiblen Wärmeflüsse durch NCEP von 51% und eine Überschätzung der latenten Wärmeflüsse von 27%. Mit einem korrigierten NCEP Datensatz erreichen sie eine gute Übereinstimmung mit Beobachtungen.

Die beschriebenen klimatischen Besonderheiten treffen auch auf das EN zu. Aber es liegen in diesem Gebiet kaum meteorologische Beobachtungen für einen Vergleich

mit den Datensätzen vor. Nichts desto trotz wird auch im weiteren Verlauf dieser Arbeit zusätzlich ein in Anlehnung an Renfrew et al. (2002) korrigierter NCEP Datensatz verwendet.

Walsh und Portis (1999) untersuchen NCEP und ECMWF Süßwasserflüsse, u.a. auch im EN. Sie stellen dar, dass Verdunstung und Niederschlag in beiden Datensätzen annähernd gleich groß sind; allerdings produzieren kleine Unterschiede zwischen Verdunstung und Niederschlag bei NCEP einen Nettosüßwasserverlust und bei ECMWF einen Nettosüßwassergewinn. Es herrscht durchweg Einigkeit darüber, dass in den Hohen Breiten zu wenige Beobachtungsdaten für eine Überprüfung der verschiedenen Datensätze zur Verfügung stehen.

Der Vergleich der Wärme- und Süßwasserflüsse von 7 meteorologischen Datensätzen innerhalb der vier tiefen Becken des EN stellt auch für dieses Gebiet die großen Diskrepanzen untereinander heraus (Abschnitt 4.1.3).

Da kaum meteorologische Beobachtungsdaten im EN für einen Vergleich zur Verfügung stehen, wird in dieser Arbeit stattdessen die Güte der Wärme- und Süßwasserflüsse der verschiedenen Datensätze mithilfe von Ozean-Beobachtungen überprüft, die seit dem Beginn der Float-Messungen mit deutlich besserer räumlicher und zeitlicher Auflösung zur Verfügung stehen. Die Entwicklung des Wärme- und Süßwasserinhalts innerhalb der von einem individuellen Float aufgezeichneten hydrographischen Zeitserie unterliegt kleinräumigen und kurzzeitlichen Schwankungen, die eine Spanne von $\pm 2000 \text{ W/m}^2$ (GS) bis $\pm 5000 \text{ W/m}^2$ (NB) aufweisen. Die Unterschiede zwischen den Datensätzen sind dagegen von der Größenordnung 200 bis 300 W/m^2 . Einzelbeobachtungen von Floats sind also nicht dazu geeignet, den besten meteorologischen Datensatz zu ermitteln. Daher werden hier Datensätze und Beobachtungen anhand einer integralen Größe verglichen – der maximalen winterlichen Tiefe der Vermischung. Die sogenannte mixed-layer-Tiefe oder Konvektionstiefe wird bestimmt durch den kumulativen Effekt der Wärme- und Süßwasserflüsse auf die Wassersäule während der gesamten Abkühlungsphase. Kleinräumige und kurzzeitige Schwankungen werden während dieses Zeitraums ausgeglichen.

Mit Hilfe eines eindimensionalen mixed-layer Modells werden in Abschnitt 4.1.4 die sich aufgrund der verschiedenen Datensätze ergebenden maximalen winterlichen ML-Tiefen berechnet. Sie werden mit den von individuellen Floats beobachteten maximalen winterlichen ML-Tiefen verglichen. Der Vergleich wird nur für die Datensätze von NCEP, NCEPcorr und ECMWF durchgeführt. Nur diese drei Datensätze stellen sowohl Wärme- als auch Süßwasserflüsse zur Verfügung und stehen in dem gesamten Zeitraum zur Verfügung, in dem auch Float-Beobachtungen vorhanden sind. Da im östlichen EN deutlich höhere Temperaturen und Salzgehalte in der ML vorgefunden werden als im westlichen EN, wird der Vergleich exemplarisch für das NB und die GS durchgeführt.

Für das NB liefern die Oberflächenflüsse von NCEPcorr und ECMWF die den Beobachtungen am nächsten kommenden ML-Tiefen. Die ML-Tiefen überschätzen bei Start im September die Beobachtungen im Mittel um etwa 50 m, bei Start im Oktober um etwa 25 m. Die Temperatur der ML wird um 1 bis 2°C unterschätzt und der Salzgehalt um 0.06. Mit NCEP-Flüssen wird die ML-Tiefe dagegen im Mittel um

150 m überschätzt und die Temperatur um 1.6 bis 2.5 °C. Nur die berechneten Salzgehalte sind bei allen drei Datensätzen vergleichbar.

Für die GS werden die ML-Tiefen mit NCEP-Flüssen im Mittel um etwa 300 m überschätzt, mit NCEPcorr-Flüssen nur um etwa 160 m. Die berechneten ML-Salzgehalte stimmen auf 0.001 bis 0.002 mit den beobachteten Salzgehalten überein. Mit ECMWF-Flüssen werden die ML-Tiefen dagegen um etwa 150 m und die Salzgehalte um fast 0.01 unterschätzt. Die ML-Temperaturen werden mit allen drei Datensätzen um 0.2 bis 0.3°C unterschätzt. Außerdem zeigt sich, dass bei einer Anzahl von Modellläufen in der Oberflächenschicht die Gefrierpunkttemperatur erreicht wird, bevor vertikale Vermischung einsetzt. Da diese Situation nicht durch Beobachtungen bestätigt ist, werden die Modellläufe abgebrochen. Bei ECMWF-Flüssen werden etwa 50% der Modellläufe abgebrochen; bei NCEP und NCEPcorr sind es dagegen nur 35% und 31%. Hier zeigt sich das Zusammenspiel von Wärme- und Süßwasserflüssen. Die Nettoauftriebsflüsse von NCEPcorr und ECMWF sind vergleichbar. ECMWF-Wärmeverlust und Süßwassergewinn während der Abkühlungsphase führen zu vergleichbaren Nettoauftriebsverlusten wie geringerer Wärmeverlust und Süßwasserverlust bei NCEPcorr (dies trifft für alle vier Becken des EN zu). Der von ECMWF vorgegebene Süßwassergewinn erhält die durch eine haline Schichtung aufgebaute Anfangsstabilität in der Wassersäule. Die Wärmeverluste sind nicht fähig, dem entgegenzuwirken, da der Dichtezuwachs begrenzt ist bis zum Erreichen der Gefrierpunkttemperatur.

Der Abbruch von Modellläufen wie auch die unterschiedlichen Ergebnisse von im September und Oktober gestarteten Modellläufen deuten darauf hin, dass die Vernachlässigung des lateralen Austauschs im Modell dazu beiträgt, dass die beobachtete Wassermassentransformation nicht vollständig nachvollzogen wird. Aber es ist doch der Schluss möglich, dass die Wärme- und Süßwasserflüsse von NCEPcorr den realen Verhältnissen am nächsten kommen. Zu dem gleichen Ergebnis kam auch Våge et al. (2009).

Diese Ergebnisse bestätigten auch die Untersuchungen von Renfrew et al. (2002) zu den überschätzten Wärmeflüssen von NCEP in der Labradorsee.

Nach Einblick in die Fachliteratur schien es sinnvoll, die verschiedenen zur Verfügung stehenden meteorologischen Datensätze genauer zu betrachten, um den besten Datensatz für die Untersuchung von Wärme- und Süßwasserbudgets im EN auszuwählen.

Wenngleich Vergleiche zwischen Datensätzen und Beobachtungen aus der Labradorsee (Josey, 2001; Moore und Renfrew, 2002; Sun und Weller, 2003) nahelegen, die Flüsse von ECMWF oder NCEP (mit Korrekturen in Anlehnung an Renfrew et al., 2002) zu benutzen, so ist diese Region klimatisch doch nicht vollständig mit dem EN zu vergleichen. Sowohl in der Labradorsee als auch im EN werden während des Winters starke Temperaturgradienten zwischen Atmosphäre und Ozean und hohe Windgeschwindigkeiten beobachtet. Diese Bedingungen werden in dem bei NCEP benutzten Bulk-Fluss-Algorithmus nicht angemessen berücksichtigt. Auch die Untersuchungen mit dem ML-Modell im NB bestätigen, dass sowohl NCEPcorr als auch ECMWF realistischere Flüsse zur Verfügung stellen als NCEP. Temperaturen nahe des Gefrierpunkts, wie wir sie in den Becken des westlichen EN antreffen, kommen im subpolaren Nordatlantik nicht vor. Bei dieser

Ausgangssituation ist aber das Zusammenspiel zwischen Wärme- und Süßwasserflüssen von entscheidender Bedeutung. Wie die Untersuchungen mit dem eindimensionalen ML-Modell in der GS zeigen, wird dieses von NCEPcorr deutlich besser reproduziert als von ECMWF.

So werden als Ergebnis der Untersuchungen dieses Abschnitts die Wärme- und Süßwasserflüsse von NCEPcorr in den Budgetanalysen des Abschnitts 4.2 verwendet. Es wurde gezeigt, dass dieser Datensatz die Verhältnisse im EN am besten wiedergibt.

Nichts desto trotz wäre es wünschenswert, die Flussdatensätze mit direkten meteorologischen Beobachtungen aus den hohen Breiten evaluieren zu können.

4.2 Wärme- und Süßwasserbudgets der vier Becken des Europäischen Nordmeers

In diesem Kapitel werden Wärme- und Süßwasserbudgets für die vier tiefen Becken des EN aufgestellt. Anhand der Budgets wird die Wassermassentransformation innerhalb der Becken quantifiziert. Dies macht es in Zusammenhang mit anderen Untersuchungen aus dem Arktischen Mittelmeer möglich, den Beitrag der Becken zur Gesamttransformation im Arktischen Mittelmeer abzuschätzen. Außerdem kann eine Einschätzung gegeben werden, wie stark die Transformation durch steigende Temperaturen und insbesondere einen erhöhten Eintrag von Süßwasser in die Region in Zukunft beeinflusst werden wird.

4.2.1 Die Entwicklung der Methode

Die zeitliche Veränderung des Wärme- und Süßwasserinhalts innerhalb der Wassersäule der vier Becken wird bestimmt durch (1) den Austausch von Wärme und Süßwasser zwischen Atmosphäre und Ozean, (2) den lateralen Austausch von Wärme und Süßwasser durch Advektion oder Vermischung zwischen den Becken und die sie umgebenden Wassermassen und (3) durch die vertikale Umverteilung von Wärme und Süßwasser innerhalb der Wassersäule, vorrangig während des Winters durch Deckschichtvertiefung bzw. Konvektion. Der Wärme- und Süßwasserinhalt (HC-heat content, FWC-freshwater content) kann direkt aus den Zeitserien zur Hydrographie, die aus den Float-Beobachtungen abgeleitet wurden (Abschnitt 3.2), berechnet werden. Zur Beschreibung des Austauschs zwischen Atmosphäre und Ozean werden die in Anlehnung an Renfrew et al. (2002) korrigiert Wärme- und Süßwasserflüsse des NCEP-Datensatzes benutzt. Der laterale Austausch zusammen mit der vertikalen Vermischung wird als Residuum aus den beiden vorgegebenen Anteilen berechnet.

Das Wärme- und Süßwasserbudget der Wassersäule wird beschrieben durch

$$\partial HC_{fl} / \partial t = HF_{atm} + HI_H + VM_H \quad (1)$$

und

$$\partial FWC_{fl} / \partial t = FWF_{atm} + HI_{FW} + VM_{FW} \quad (2)$$

Dabei bedeutet $\partial HC_{fl} / \partial t$ und $\partial FWC_{fl} / \partial t$ die zeitliche Veränderung des Wärme- bzw. Süßwasserinhalts; der tiefgestellte Index fl gibt an, dass diese Terme aus Float-Beobachtungen abgeleitet werden. HF_{atm} und FWF_{atm} stehen für die Wärme- und Süßwasserflüsse zwischen Ozean und Atmosphäre (Index: atm); HI_H und HI_{FW} für den lateralen Austausch von Wärme und Süßwasser; und VM_H und VM_{FW} für die vertikale Vermischung von Wärme und Süßwasser (HI – horizontal input, VM – vertical mixing, Index: H für Wärme (heat) und FW für Süßwasser (freshwater)).

Die Terme $\partial HC_{fl} / \partial t$ und $\partial FWC_{fl} / \partial t$ (die zeitliche Entwicklung des Wärme- und Süßwasserinhalts) werden anhand der mittleren saisonalen Zyklen von einem Monat zum nächsten berechnet. Für die Oberflächenflüsse von Wärme und Süßwasser des NCEPcorr Datensatzes werden mittlere saisonale Zyklen für den gleichen Zeitraum berechnet (HF_{atm} , FWF_{atm}).

Es werden in dieser Untersuchung mittlere saisonale Zyklen der Entwicklung im Ozean benutzt, da sich anhand des vorhandenen Datensatzes inter-annuale und längerfristige Veränderungen nicht hinreichend genau erfassen lassen. Für die atmosphärischen Flüsse werden für jedes Becken für den gleichen Zeitraum mittlere saisonale Zyklen berechnet.

Trennung von lateralem Austausch und vertikaler Vermischung

Sowohl der laterale Austausch als auch die vertikale Vermischung sind unbekannt in Gleichung (1) und (2). Zur separaten Ableitung dieser beiden Terme aus den beiden bekannten Termen werden drei Annahmen getroffen. Es wird davon ausgegangen, dass

(A) die während des ganzen Jahres stattfindende vertikale Diffusion gegenüber der winterlichen vertikalen Vermischung vernachlässigbar klein ist

(B)) in der Erwärmungsphase die Oberflächenflüsse nur auf die oberste Schicht wirken
und

(C) der laterale Austausch, unterhalb der Oberflächenschicht, während des ganzen Jahres konstant ist. In der Oberflächenschicht kann der laterale Austausch in jedem Monat explizit aus der Entwicklung im Inneren und den Oberflächenflüssen berechnet werden.

Auf Grundlage dieser Annahmen wird der saisonale Zyklus (individuell für jede Schicht) in zwei Phasen aufgeteilt. In der Schichtungsphase (stratification phase, Frühling und Sommer) verändern nur die Flüsse zwischen Atmosphäre und Ozean und der laterale Austausch den Wärme- und Süßwasserinhalt in den oberen 50 m der Wassersäule. Darunter bewirkt nur der laterale Austausch eine Veränderung. Daher wird das Residuum in dieser Phase gleich gesetzt mit dem lateralen Austausch. In der Homogenisierungsphase (homogenisation phase, Herbst und Winter) wird der in der Schichtungsphase berechnete laterale Austausch dazu benutzt, den Anteil der vertikalen Vermischung am Residuum zu berechnen. Das Einsetzen von winterlicher vertikaler Vermischung innerhalb einer bestimmten Schicht wird abgeleitet aus dem Beginn von Abkühlung in dieser Tiefe (Abbildung 50 und 51).

Abkühlung kann nur durch vertikale Vermischung verursacht werden (und nicht durch lateralen Austausch), da die Umgebung der vier Becken zwischen 50 m und der maximalen Tiefe der winterlichen vertikalen Vermischung immer wärmer ist als das innere der Becken. Diese Art der Budgetkalkulation wurde für die Grönlandsee bereits einmal durchgeführt und ist bei Latarius und Quadfasel (2010) detailliert beschrieben.

Die Annahme, dass der laterale Austausch zwischen Becken und Umgebung während des ganzen Jahres konstant ist, stellt gegenüber den realen Verhältnissen eine Vereinfachungen dar. Diese ist nötig, um lateralen Austausch und vertikale Vermischung innerhalb der Budgets trennen zu können. Die Ausführungen zum lateralen Austausch in Abschnitt 2.4 haben außerdem gezeigt, dass es gegenwärtig nicht möglich ist, den lateralen Austausch genauer zu quantifizieren. So liefern die Budgets einen *first guess* der tatsächlichen Verhältnisse aufgrund vereinfachender Annahmen, der mit zukünftigen Beobachtungen und Modelluntersuchungen verfeinert werden kann.

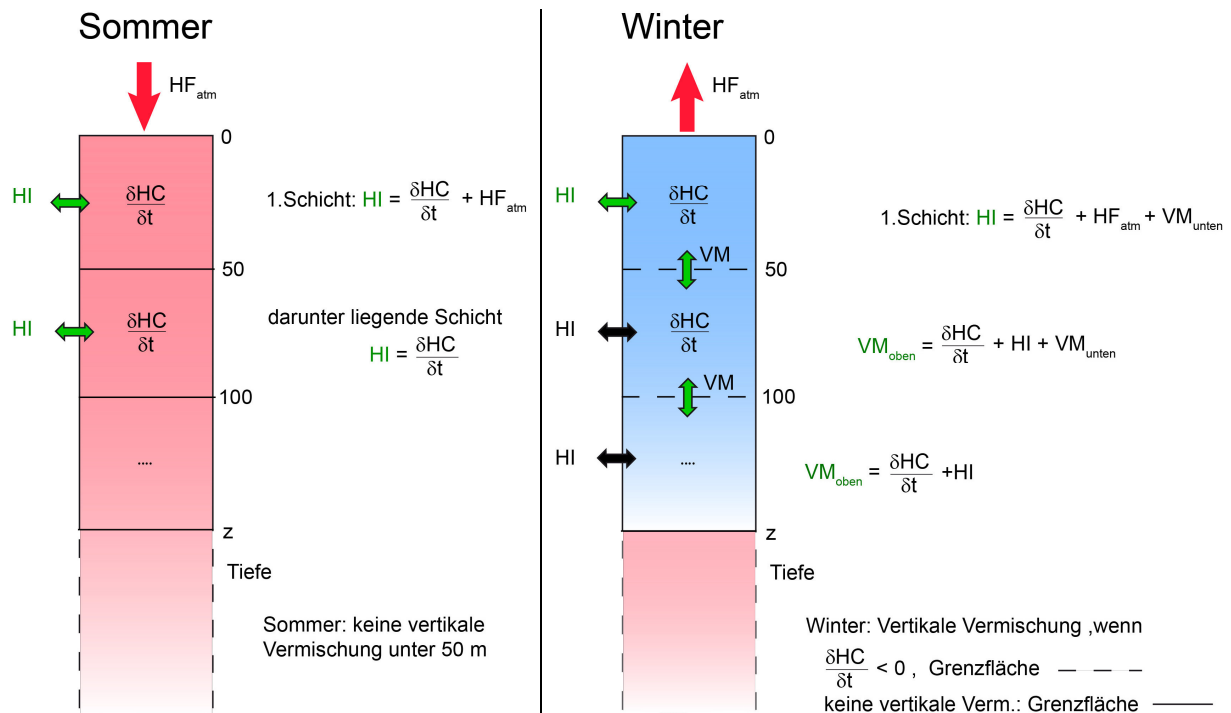


Abbildung 50: Schematische Darstellung der Berechnung der unbekannten Größen von Gleichung (1) und (2) im Sommer (Schichtungsphase) und im Winter (Homogenisierungsphase). Die grün markierten Anteile an den Budgets sind unbekannt und müssen aus den bekannten (schwarz) berechnet werden. Im Winter erfolgt die Berechnung innerhalb der Wassersäule schichtweise von unten nach oben.

Die Kalkulation wird von der Oberfläche bis in 100 m Tiefe für 50 m dicke Schichten durchgeführt, für 100 m dicke Schichten von 100 bis 500 m Tiefe, für 200 m dicke Schichten von 500 bis 1100 m Tiefe und für eine Schicht von 1100 bis 1500 m Tiefe. Die Budgets werden nur bis 1500 m Tiefe berechnet, da die vertikale Vermischung in den mittleren saisonalen Zyklen bis maximal in diese Tiefe reicht. Der aus den Float-Beobachtungen abgeleitete Wärme- und Süßwasserinhalt wird innerhalb dieser Schichten gemittelt. In die Berechnung der mittleren saisonalen Zyklen gehen für die jeweiligen Becken nur Daten von vollständigen winterzentrierten Zyklen (Mai bis April) ein. Außerdem werden nur Daten aus dem Zeitraum benutzt, in dem die Salzgehaltsdaten die nachträgliche Qualitätskontrolle durchlaufen haben; d.h. bis April 2010 (siehe Abschnitt 3.1.4).

Nachdem der Zeitpunkt des Beginns vertikaler Vermischung für jede Schicht festgelegt wurde, wird der mittlere laterale Austausch aus den Monaten ohne vertikale Vermischung für alle Schichten unterhalb 50 m berechnet. In den oberen 50 m wird der laterale Austausch in der Schichtungsphase aus der Entwicklung im Inneren und dem Austausch mit der Atmosphäre für jeden Monat vollständig bestimmt. So ist hier die vereinfachte Annahme vom konstanten lateralen Austausch nicht nötig. Daraufhin wird für die verbleibenden Monate der Betrag der vertikalen Vermischung von einer Schicht zur nächsten berechnet. Die Berechnung beginnt jeweils in der tiefsten Schicht, die von vertikaler Vermischung erreicht wurde. Dort wird der Austausch mit der darüber liegenden Schicht bestimmt durch die Entwicklung im Inneren und den lateralen Austausch. Für die darüber liegende

Schicht ist dann der Austausch nach unten, der laterale Eintrag und die Entwicklung in Inneren gegeben, und es wird wiederum der Austausch mit der darüber liegenden Schicht berechnet. Dies wird fortgesetzt bis zur Oberflächenschicht, in der der laterale Austausch für die Homogenisierungsphase aus der Entwicklung im Inneren, dem Austausch mit der darunter liegenden Schicht und dem Austausch mit der Atmosphäre bestimmt ist (Abbildung 51).

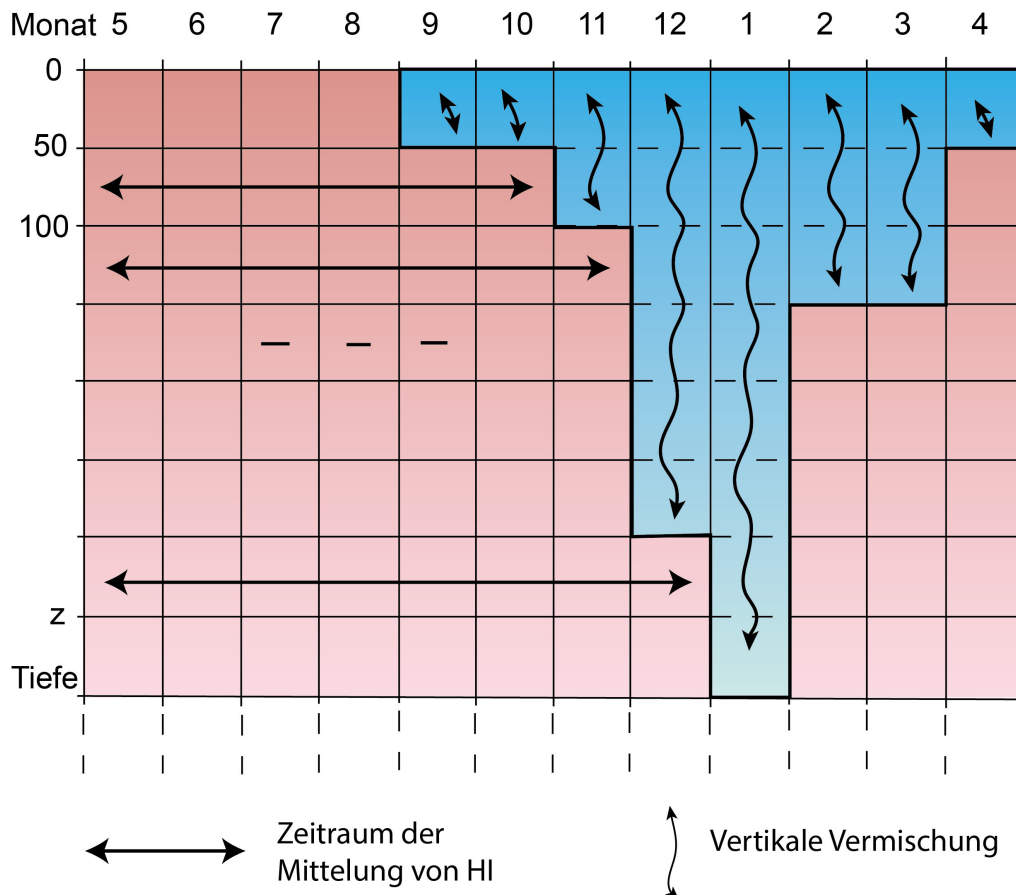


Abbildung 51: Schematische Darstellung des Jahreszyklus mit Schichtungsphase (rot) und Homogenisierungsphase (blau). Sichtbar wird, dass der Zeitraum, in dem der laterale Austausch gemittelt wird, individuell für jede Schicht ist.

Als Ergebnis dieser Art von Budgetkalkulation erhalten wir einen zeitlich variablen lateralen Austausch in den oberen 50 m und für die darunter liegenden Schichten einen mittleren lateralen Austausch. Außerdem wird der vertikale Austausch für jeden Monat und für jede Schicht berechnet, die von vertikaler Vermischung erfasst ist.

4.2.2 Ergebnisse der Budgetkalkulationen

Für die Darstellung der Ergebnisse werden diese in zweifacher Weise zusammengefasst. Zum einen werden mittlere Sommer-, Winter- und Jahresbudgets dargestellt. Dabei ist hier mit Sommer die Schichtungsphase gemeint (Mai-Oktober) und mit Winter die Homogenisierungsphase (November-April). Die Homogenisierungsphase beginnt, wenn unter der Oberfläche liegende Schichten von vertikaler Vermischung erfasst werden, und sie endet, sobald dies nicht mehr der Fall

ist. Außerdem werden die Schichten in der Darstellung der Ergebnisse zusammengefasst. Für das NB, das LB und das IP werden die Oberflächenschicht von 0 bis 50 m, die Schicht von 50 m bis zur maximalen mittleren Deckschichttiefe des Gebiets, und die darunter liegende Schicht, die in 1500 m endet, gezeigt. Für die GS mit einer mittleren winterlichen Konvektion bis in 1500 m werden die Oberflächenschicht von 0 bis 50 m, eine mittlere Schicht von 50 bis 500 m und eine tiefe Schicht gezeigt. Im Anhang III werden Jahresbudgets zusätzlich für die bei der Berechnung benutzten Aufteilung der Schichten gezeigt.

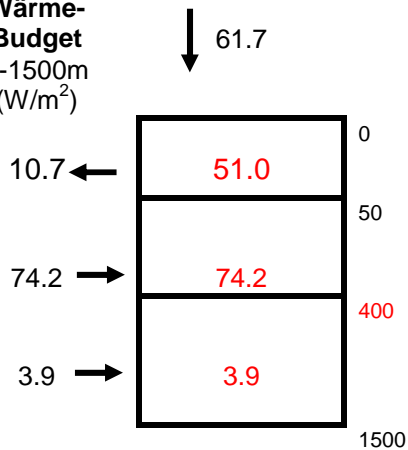
Das östliche Europäische Nordmeer

Die in Abbildung 52 und 53 dargestellten Wärmebudgets für das NB und das LB weisen prinzipiell große Ähnlichkeit auf. Während des Sommers wird in der ganzen Wassersäule Wärme angesammelt. Diese wird sowohl durch die Flüsse an der Meeresoberfläche als auch durch den lateralen Austausch unterhalb von 50 m in die Becken eingetragen. Ein Teil der von der Atmosphäre in der Oberflächenschicht eingebrachten Wärme wird durch lateralen Austausch zwischen dem Becken und der Umgebung wieder abgegeben. Während des Winters wird die Wärme durch vertikale Vermischung in der Wassersäule umverteilt und an die Atmosphäre wie auch die Oberflächenschicht abgegeben. Innerhalb dieses in beiden Becken vorkommenden Musters gibt es einige Unterschiede zwischen dem NB und dem LB. Obwohl der Gesamtwärmefluss während des Sommers in die Becken hinein die gleiche Größenordnung hat (NB: 130 W/m^2 , LB: 144 W/m^2), ist im LB der laterale Beitrag von größerer Bedeutung als im NB. Dieses weist wiederum auf den größeren Einfluss des Atlantischen Wassers im LB hin (siehe auch Abschnitt 3.2.1). Außerdem ist die Struktur des lateralen Austauschs und der winterlichen vertikalen Vermischung in den oberen 50 bis 500 m unterschiedlich in den beiden Becken (siehe Anhang III, Abb. 1 und 2). Im LB finden 30% des lateralen Eintrags von Wärme unterhalb von 200 m statt, im NB hat der Eintrag unterhalb von 200 m nur einen Anteil von 16%. Während im LB die vertikale Vermischung zwischen den Schichten 300-400 m und 400-500 m 4% der vertikalen Vermischung zwischen den obersten beiden Schichten entspricht, findet im NB unterhalb von 300 m keine vertikale Vermischung statt. Während des Winters verliert das LB einen größeren Anteil der im Sommer angesammelten Wärme an die Atmosphäre als das NB. Alle Unterschiede für die beiden Becken zusammen haben zur Folge, dass sich im Jahresbudget des LB ein stärkerer Wärmetransfer vom lateralen Eintrag an die Atmosphäre zeigt als im NB. Während das LB im Jahresmittel über 50 W/m^2 an die Atmosphäre verliert, sind es im NB nur 30 W/m^2 . Auch der laterale Wärmeverlust in der Oberflächenschicht ist etwas größer (46 zu 39 W/m^2).

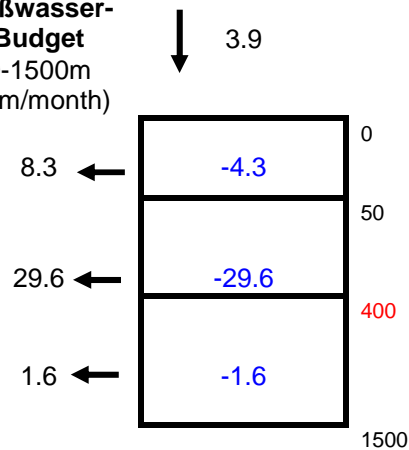
Für Süßwasser stellt sich die Situation anders dar. Unterhalb von 50 m verlieren beide Becken Süßwasser an die Umgebung, was gleichbedeutend damit ist, dass salzreiches Atlantisches Wasser in die Becken eingebracht wird. In der Oberflächenschicht wird im LB während des ganzen Jahres Süßwasser ins Becken eingetragen. Im Gegensatz dazu wird im NB während des Sommers mehr Süßwasser eingetragen als im LB, im Winter verliert das Becken dagegen Süßwasser an die Umgebung. Insgesamt führt dies dazu, dass ins NB in den oberen 50 m etwas mehr Süßwasser eingetragen wird als im LB. Der Verlust von Süßwasser findet im NB vorrangig im Bereich 50 bis 200 m statt. Im LB zeigt er sich deutlich bis in 300 m Tiefe.

NORWEGEN BECKEN

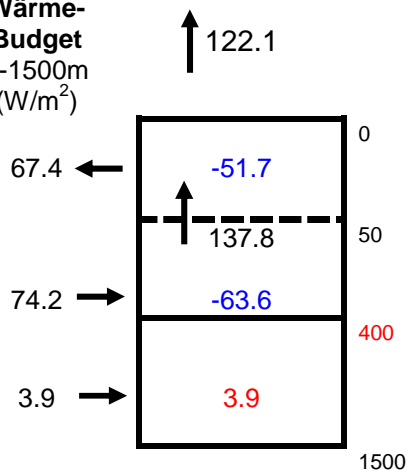
**Sommer
Wärme-
Budget**
0-1500m
(W/m²)



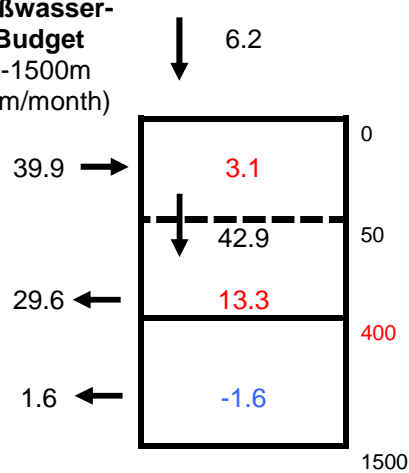
**Sommer
Süßwasser-
Budget**
0-1500m
(mm/month)



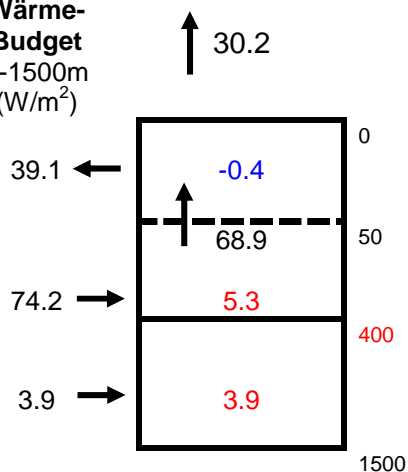
**Winter
Wärme-
Budget**
0-1500m
(W/m²)



**Winter
Süßwasser-
Budget**
0-1500m
(mm/month)



**Jahres-
Wärme-
Budget**
0-1500m
(W/m²)



**Jahres-
Süßwasser-
Budget**
0-1500m
(mm/month)

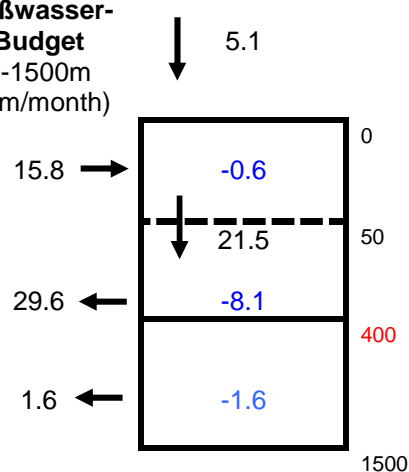
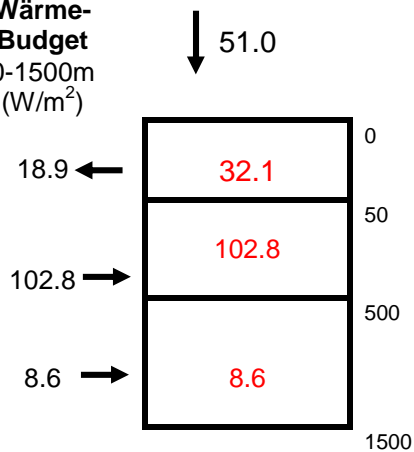


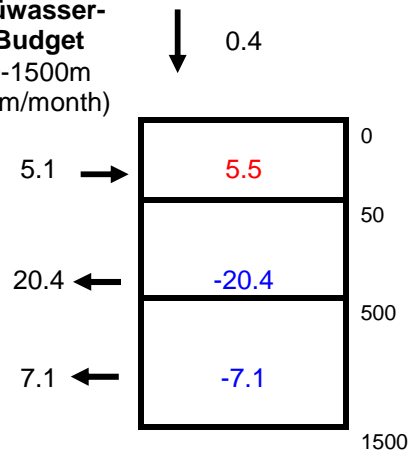
Abbildung 52: Wärme- (links) und Süßwasserbudget (rechts) für das NB; (oben) für den Sommer (Mai-Oktober), (Mitte) für den Winter (November-April) und (unten) für das ganze Jahr. Es handelt sich hier um mittlere Budgets für den Zeitraum 2002 bis 2010. Wärme- bzw. Süßwassergewinn findet statt in Pfeilrichtung. Rote Zahlen im Inneren bedeuten Wärme- bzw. Süßwassergewinn, blaue (negative) Zahlen Wärme- bzw. Süßwasserverlust. Die Zahlen an der rechten Seite der Boxen geben die Tiefe an, rot ist die maximale Tiefe der winterlichen vertikalen Vermischung markiert.

LOFOTEN BECKEN

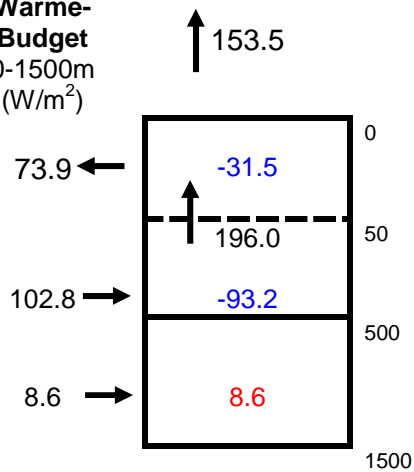
**Sommer
Wärme-
Budget**
0-1500m
(W/m²)



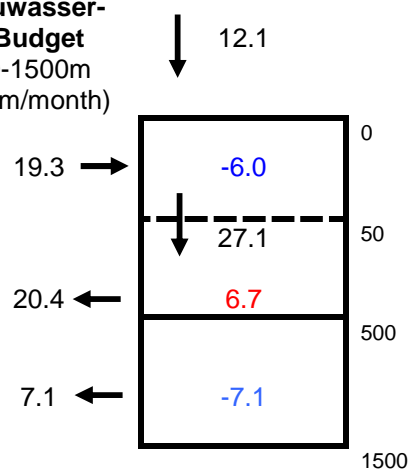
**Sommer
Süßwasser-
Budget**
0-1500m
(mm/month)



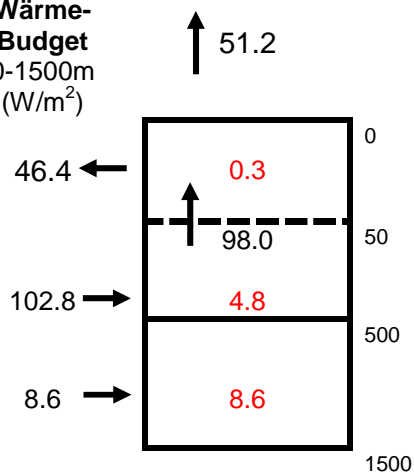
**Winter
Wärme-
Budget**
0-1500m
(W/m²)



**Winter
Süßwasser-
Budget**
0-1500m
(mm/month)



**Jahres
Wärme-
Budget**
0-1500m
(W/m²)



**Jahres
Süßwasser-
Budget**
0-1500m
(mm/month)

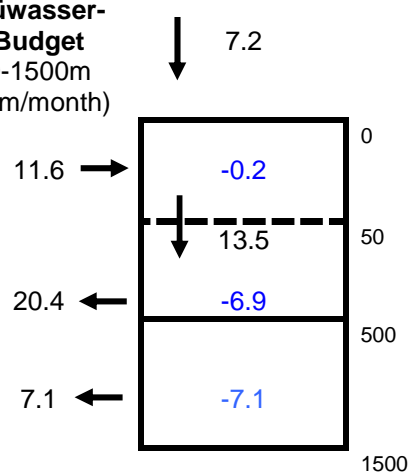


Abbildung 53: Wärme- (links) und Süßwasserbudget (rechts) für das LB; (oben) für den Sommer (Mai-Oktober), (Mitte) für den Winter (November-April) und (unten) für das ganze Jahr. Es handelt sich hier um mittlere Budgets für den Zeitraum 2005 bis 2010. Für die Beschreibung der Bezeichnung siehe Abbildung 52.

Die Beschränkungen eines deutlichen lateralen Austauschs zwischen NB und Umgebung auf die oberen 300 m der Wassersäule zeigt, dass das Arktische Zwischenwasser der Norwegischen See (Norwegian Sea Arctic Intermediate Water) im NB in deutlich geringeren Tiefen angetroffen wird als im LB. Dieses wurde auch schon in Abschnitt 3.2.1 anhand der hydrographischen Zeitserien beschrieben. Die Wärme- und Süßwasserbudgets zeigen außerdem, dass die Schichtung im Sommer sowohl durch Austausch mit der Atmosphäre als auch durch lateralen Austausch aufgebaut wird. Der laterale Eintrag von Frischwasser findet maßgeblich in der Oberflächenschicht statt. Dieser macht im NB drei Viertel des Gesamteintrags aus, im LB etwas weniger als zwei Drittel. Die durch lateralen Austausch und Austausch mit der Atmosphäre während des Sommers aufgebaute Schichtung wird regelmäßig durch winterliche vertikale Vermischung zerstört.

Die Budgets zeigen den mittleren saisonalen und jährlichen Austausch von Wärme und Süßwasser mit der Atmosphäre und der Umgebung und die Umverteilung von Wärme und Süßwasser innerhalb der Wassersäule während der winterlichen vertikalen Vermischung. Das Ziel dieses Kapitels ist es, anhand dieser Budgets den Beitrag der einzelnen Becken für die Wassermassentransformation im EN abzuschätzen. Das Hauptaugenmerk liegt dabei auf der für die AMOC entscheidende Transformation von Atlantischem Wasser in Overflow-Wasser. Da der Grönland-Schottland-Rücken nur einen Austausch von Wassermassen bis maximal 600 – 800 m zwischen EN und Nordatlantik zulässt, ist auch innerhalb der Becken nur die Transformation bis maximal 800 m hierfür von Bedeutung. Dieser Beitrag lässt sich anhand des lateralen Austauschs quantifizieren. In dem Maße, in dem ein lateraler Nettotransfer von Wärme in die Becken hinein und Süßwasser aus den Becken heraus stattfindet, wird der Umgebung Wärme entzogen und Süßwasser zugeführt, also Wassermassen mit atlantischer Charakteristik in Richtung auf Wassermassen mit Overflow-Charakteristik transformiert. Zusammenfassend lässt sich aus den Budgets in diesem Sinne ableiten, dass das NB im Jahresmittel zwischen 50 und 800 m der Umgebung 77 W/m^2 Wärme entzieht und 31 mm/Monat Frischwasser zuführt. Das LB entzieht der Umgebung zwischen 50 und 800 m 95 W/m^2 Wärme und führt ihr 13 mm/Monat Frischwasser zu. Diese Zahlen stehen für die mittlere Umsetzung im Zeitraum 2002 bis 2010 für das NB und 2005 bis 2010 für das LB.

Das westliche Europäische Nordmeer

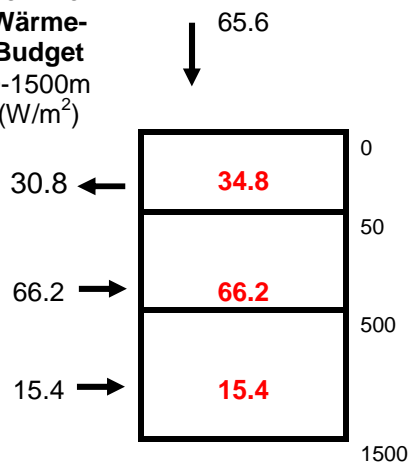
Auch die Budgets für die GS (Abbildung 54) zeigen große Ähnlichkeit zu denen aus dem NB und LB. Allerdings wird hier über einen deutlich weiteren Tiefenbereich Wärme eingetragen und Süßwasser abgegeben. Etwa 20 % der Wärme und 37 % des Süßwassers werden unterhalb 500 m in das Becken eingetragen bzw. aus dem Becken abgegeben. In der Oberflächenschicht wird während des ganzen Jahres Süßwasser in das Becken eingetragen. Der Eintrag ist allerdings während des Winters etwa ein Drittel größer als im Sommer. Dieser Eintrag ist mindestens eine Größenordnung größer als der Süßwassereintrag aus der Atmosphäre. Er ist zurückzuführen auf den Einfluss des Ostgrönlandstroms. In die GS wird in der Oberflächenschicht etwa doppelt so viel Süßwasser eingetragen wie im NB und LB. Dieses Ergebnis bedeutet eine gute Übereinstimmung mit den Untersuchungen von Oliver und Heywood (2003), die ergeben, dass der stärkste Süßwassertransport innerhalb des westlichen EN mit dem Ostgrönlandstrom stattfindet.

Auf dem IP (Abbildung 55) entspricht der laterale Austausch nur etwa einem Drittel des Wärmeeintrags, wie er für das NB, das LB und die GS berechnet wurde, und ist wie im NB auf die oberen 400 m beschränkt. Außerdem wird im Gegensatz zu den anderen Becken hier unterhalb von 50 m während des ganzen Jahres Süßwasser aus der Umgebung eingetragen. Dies deutet auf die Abwesenheit von Atlantischen Wassermassen in der Umgebung des IP hin. Der in der Oberflächenschicht für das ganze Jahr in den Budgetkalkulationen berechnete Verlust von Süßwasser vom IP an die Umgebung erscheint unrealistisch in der Nachbarschaft von Polaren Wassermassen und kann als Anzeichen dafür angesehen werden, dass der Süßwassergewinn aus der Atmosphäre überschätzt ist. Innerhalb der Budgetkalkulation kann ein zu hoher Süßwassereintrag aus der Atmosphäre nur in der Oberflächenschicht direkt durch Süßwasserverlust kompensiert werden. In allen anderen Schichten wird der laterale Eintrag durch die Entwicklung im Inneren vorgegeben. Wie in Abschnitt 4.1.3 dargestellt zeigen auf dem IP, im Gegensatz zu den drei anderen Gebieten, alle verschiedenen meteorologischen Datensätze einen Überschuss von Niederschlag über Verdunstung. Nach Blindheim und Østerhus (2005) ist dagegen ein Eintrag von Polarem Wasser aus dem Ostisländischen Strom (East Icelandic Current) in der Oberflächenschicht zu erwarten. Auch der saisonale Zyklus ist andersartig als in den drei anderen Becken. Sommerlicher Wärmegewinn und winterlicher Wärmeverlust durch Austausch mit der Atmosphäre haben annähernd die gleiche Größe. So werden Wärmegewinne durch lateralen Austausch unterhalb von 50 m durch Wärmeverluste in der Oberflächenschicht ebenfalls annähernd kompensiert. Dagegen ist der Süßwassergewinn durch Überschuss von Niederschlag gegenüber Verdunstung im Sommer genauso groß wie im Winter und wird ergänzt durch lateralen Eintrag von Süßwasser unterhalb von 50 m (atmosphärischer Eintrag zu lateralem Eintrag etwa 2:1). Im Jahresbudget zeigt sich, dass dieser Süßwassereintrag durch Süßwasserverlust in der Oberflächenschicht ausgeglichen wird. Der Ausgleich findet vornehmlich im Winter statt. Im Gegensatz zu den anderen drei Becken bedeutet dies auch, dass Süßwasser durch die winterliche vertikale Vermischung innerhalb der Wassersäule nach oben transportiert wird.

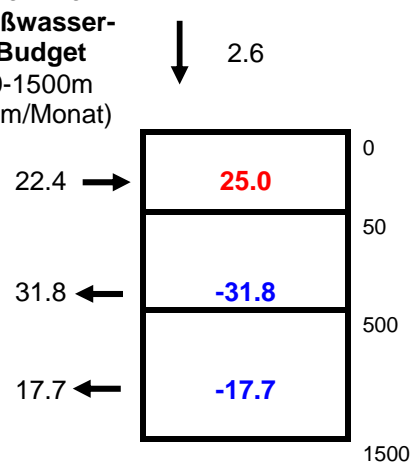
In Bezug auf die Wassermassentransformation von Atlantischem Wasser in Overflow-Wasser lässt sich für die Becken des westlichen EN sagen, dass die GS der Umgebung im Jahresmittel zwischen 50 und 800 m 74 W/m^2 Wärme entzieht und 41 mm/Monat Frischwasser zuführt. Das IP entzieht der Umgebung zwischen 50 und 800 m 30 W/m^2 Wärme und entzieht ihr außerdem 14 mm/Monat Frischwasser. Diese Zahlen stehen für die mittlere Umsetzung im Zeitraum 2001 bis 2010 für die GS und 2006 bis 2010 für das IP.

GRÖNLANDSEE

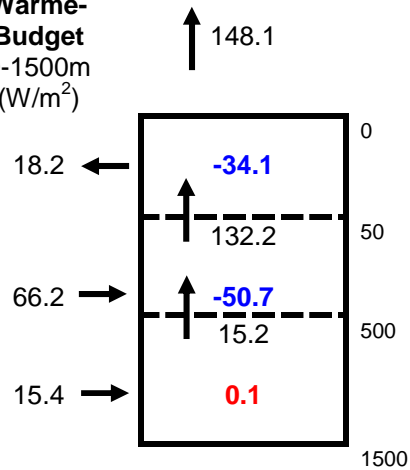
**Sommer
Wärme-
Budget**
0-1500m
(W/m²)



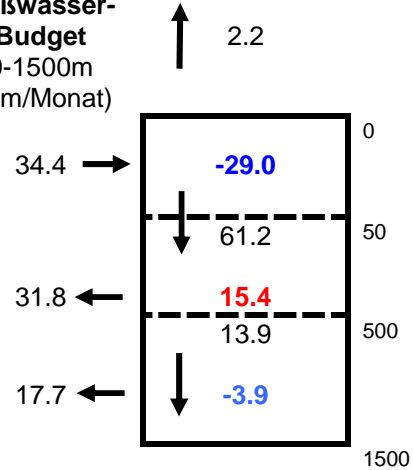
**Sommer
Süßwasser-
Budget**
0-1500m
(mm/Monat)



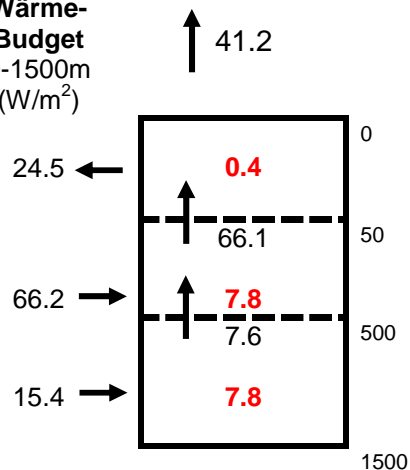
**Winter
Wärme-
Budget**
0-1500m
(W/m²)



**Winter
Süßwasser-
Budget**
0-1500m
(mm/Monat)



**Jahres
Wärme-
Budget**
0-1500m
(W/m²)



**Jahres
Süßwasser-
Budget**
0-1500m
(mm/Monat)

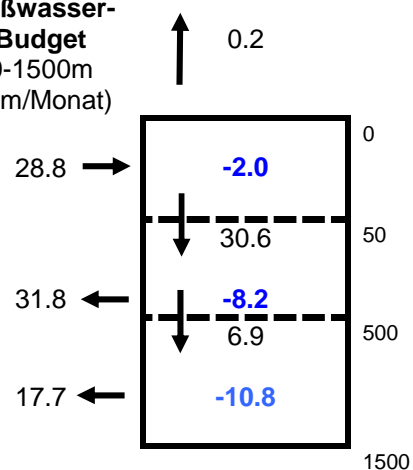
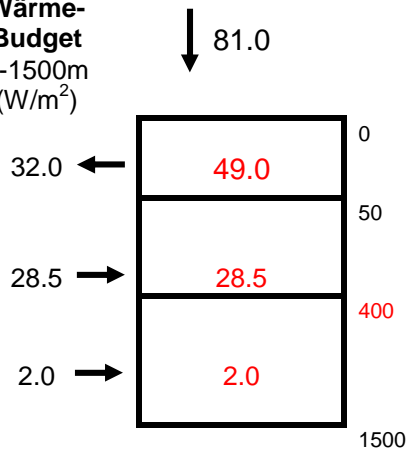


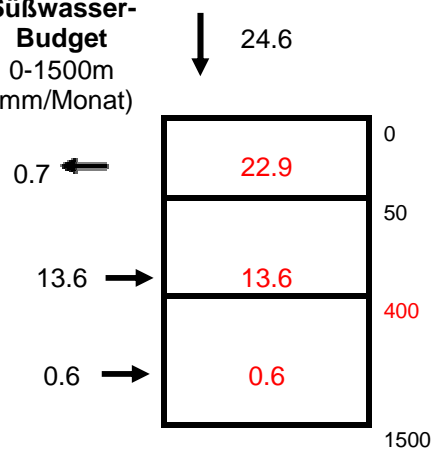
Abbildung 54: Wärme- (links) und Süßwasserbudget (rechts) für die GS; (oben) für den Sommer (Mai-Oktober), (Mitte) für den Winter (November-April) und (unten) für das ganze Jahr. Es handelt sich hier um mittlere Budgets für den Zeitraum 2001 bis 2010. Für die Beschreibung der Bezeichnung siehe Abbildung 52.

ISLAND_PLATEAU

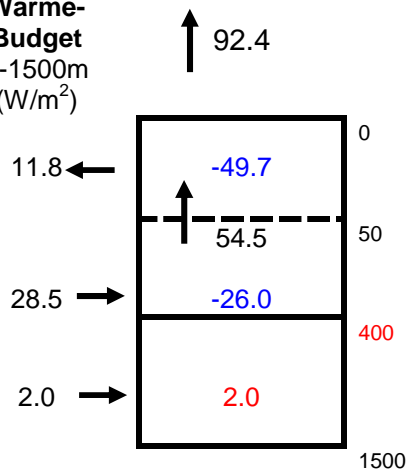
**Sommer
Wärme-
Budget**
0-1500m
(W/m²)



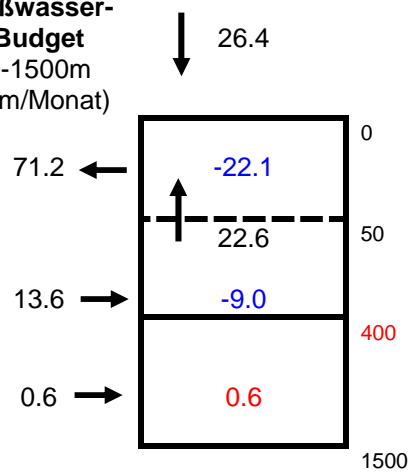
**Sommer
Süßwasser-
Budget**
0-1500m
(mm/Monat)



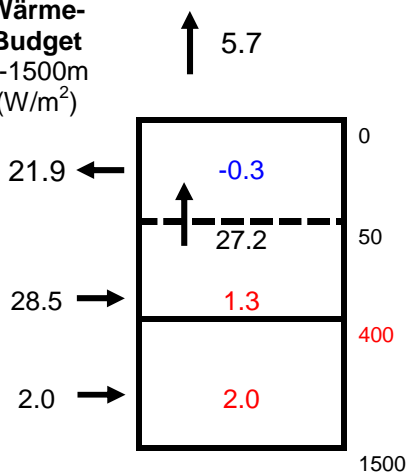
**Winter
Wärme-
Budget**
0-1500m
(W/m²)



**Winter
Süßwasser-
Budget**
0-1500m
(mm/Monat)



**Jahres
Wärme-
Budget**
0-1500m
(W/m²)



**Jahres
Süßwasser-
Budget**
0-1500m
(mm/Monat)

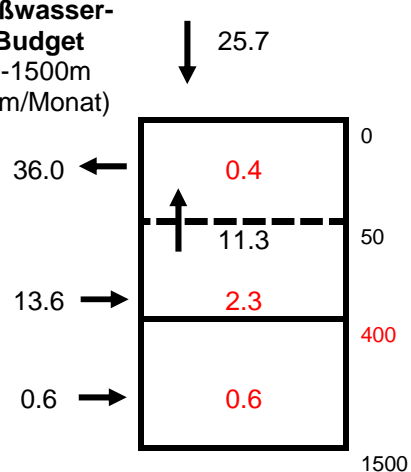


Abbildung 55: Wärme- (links) und Süßwasserbudget (rechts) für das IP; (oben) für den Sommer (Mai-Oktober), (Mitte) für den Winter (November-April) und (unten) für das ganze Jahr. Es handelt sich hier um mittlere Budgets für den Zeitraum 2006 bis 2010. Für die Beschreibung der Bezeichnung siehe Abbildung 52.

4.2.3 Diskussion der Ergebnisse der Budgetkalkulationen

Der Einstrom von Atlantischen Wassermassen ins Arktische Mittelmeer mit typischen Temperaturen von 9°C und Salzgehalten von 35.33 (Hansen et al., 2010; Berx et al., 2012) wird in der Region hauptsächlich in zwei Komponenten transformiert. Zum einen in kaltes und frisches Polares Oberflächenwasser und zum anderen in kaltes und schweres Overflow-Wasser mit Temperaturen von etwa 0.2°C und Salzgehalten von 34.9 (Hansen und Østerhus, 2007; Jochumsen et al., 2012). Insbesondere für die Transformation in Overflow-Wasser ist der Austausch von Wärme zwischen Atmosphäre und Ozean von entscheidender Bedeutung. Daher wird davon ausgegangen, dass für diese Transformation das tiefe EN und die Barentssee von besonderer Bedeutung sind. Hier finden über eisfreien Gebieten während des Winters starke Wärmeverluste an die Atmosphäre statt, die einen deutlichen Anstieg der Dichte der oberflächennahen Wassermassen bewirken. Vermischung mit Polaren Wassermassen und Süßwasserflüsse zwischen Atmosphäre und Ozean sind verantwortlich für die Reduzierung des Salzgehalts. Innerhalb des EN wurde, angeregt durch die ersten Beobachtungen von Nansen (1906) und Helland-Hansen und Nansen (1909), der GS eine besondere Bedeutung bei der Wassermassentransformation beigemessen. Diese wurde in den letzten Jahrzehnten zusehends in Frage gestellt. Mauritzen (1996) zeigte anhand eines Invers-Box-Modells dass ein großer Anteil der Dichte-Transformation von Atlantischem Wasser in Overflow-Wasser bereits im östlichen EN stattfindet. Ihre Ergebnisse wurden bestätigt durch die Untersuchungen von Isachsen et al. (2007). Wassermassenanalysen anhand von Tracer-Daten veranlassten Jeansson et al. (2008) zu der Schlussfolgerung, dass der Overflow in der Dänemarkstrasse nur etwa 10% Wasser aus der GS enthält. Eldevik et al. (2009) berechneten stattdessen einen Anteil von 25-75% von GS-Wasser am Overflow. In dieser Untersuchung wurden Daten aus einem neuen hydrographischen Datensatzes des EN benutzt. Alle diese Untersuchungen stützen sich allerdings in erster Linie auf Beobachtungen zur Hydrographie des EN während des Sommers, da schiffsgebundene Daten aufgrund der klimatischen Bedingungen im Winter kaum erhoben werden können.

Es wurden außerdem Abschätzungen zur Transformation im Arktischen Mittelmeer und verschiedenen Teilgebieten anhand von Budgetkalkulationen durchgeführt. Basierend auf ozeanischen Transportbeobachtungen und Oberflächenflüssen wurden Volumen-, Wärme- und Süßwasserbudgets aufgestellt. Simonsen und Haugan (1996) berechneten einen Wärmeverlust von 109.5 TW für das EN, was einem Anteil von 33% an der Gesamttransformation im Arktischen Mittelmeer entspricht. Anhand von neuen Beobachtungen erstellen Segnan et al. (2011) Wärme- und Süßwasserbudgets für das EN und für Teilgebiete. Dabei ergibt sich ein Anteil von 67% am Gesamtwärmeverlust des EN und 63% am Gesamtsüßwassergewinn für die Norwegische See, während die Grönlandsee und Islandsee nur 33% zum Wärmeverlust und 37% zum Süßwassergewinn beitragen (mit Norwegensee ist hier der gesamte östliche Teil des EN und mit Grönlandsee und Islandsee der gesamte westliche Teil des EN gemeint). Auch diese Untersuchung betont, wie Mauritzen (1996), die Bedeutung des östlichen EN für die Wassermassentransformation.

Wenngleich diese Untersuchungen die Bedeutung des EN für die Gesamttransformation im Arktischen Mittelmeer hervorheben, so sind sie doch nicht dazu geeignet, verschiedene Zweige der Transformation zu unterscheiden. So kann weder die Transformation von Atlantischem Wasser in Overflow-Wasser gegen die

Transformation in Polares Oberflächenwasser abgegrenzt werden, noch können die Beiträge von verschiedenen Prozessen wie Deckschichtvertiefung, tiefe Konvektion, Schelfrand-Konvektion und der übergreifende Wärmeverlust an die Atmosphäre unterschieden werden.

Im Kontrast zu diesen Untersuchungen konzentriert sich die hier dargestellte Untersuchung auf hydrographische Profile aus den tiefen Becken des EN, die mit Argo-Floats gemessen wurden. Diese Art von Daten ist gleichermaßen im Sommer wie im Winter verfügbar und hat eine hohe zeitliche Auflösung. Sie ermöglichen mir, den Jahreszyklus der oberen Wassersäule und somit auch die Wassermassentransformation in den vier Becken direkt zu beobachten. In Verbindung mit Daten zu den Flüssen zwischen Atmosphäre und Ozean werden mittlere Wärme- und Süßwasserbudgets für jedes Becken aufgestellt. Diese Budgets geben Auskunft über den lateralen Austausch der Becken mit ihrer Umgebung und die winterliche vertikale Vermischung innerhalb der Becken. Die Ergebnisse wurden in Bezug auf die Transformation von Atlantischem Wasser in Overflow-Wasser analysiert und sind in Tabelle 6 zusammengefasst.

Ergebnisse der Budgetkalkulationen für die tiefen Becken

Das wichtigste Resultat der jährlichen Budgets ist, dass in alle Becken mehr Wärme aus der Umgebung eingetragen wird als die Becken an die Atmosphäre abgeben, da außerdem Wärme in der Oberflächenschicht abgegeben wird. Außerdem ist für den Eintrag von Süßwasser die Oberflächenschicht von größerer Bedeutung als der Austausch mit der Atmosphäre. Dies bedeutet, dass die Wassermassentransformation innerhalb der Becken in Bezug auf Wärme als auch Süßwasser unterschätzt wird, wenn nur die Flüsse zwischen Atmosphäre und Ozean betrachtet werden. Dies ist insbesondere für das NB und die GS der Fall.

Um den Anteil der vier tiefen Becken an der Gesamtwassermassentransformation zu berechnen, werden drei Annahmen getroffen. (A) 6 Sv des gesamten Einstroms von Atlantischem Wasser ins EN werden im Arktischen Mittelmeer in Overflow-Wasser transformiert (Hansen und Østerhus, 2000). Das entspricht einem Volumen von $1.4 \times 10^{14} \text{ m}^3/\text{Jahr}$. (B) Die Gesamttransformation von Einstrom ($\sim 9^\circ\text{C}$, 35.33; Hansen et al., 2010; Berx et al., 2012) zu Overflow ($\sim 0.2^\circ\text{C}$, 34.9, Hansen und Østerhus, 2007; Jochumsen et al., 2012) entspricht einem Absinken der Temperatur um 8.8 K und einem Absinken des Salzgehalts um 0.43. (C) Der laterale Austausch der Becken mit ihrer Umgebung zwischen 50 und 800 m beschreibt den Beitrag zur Gesamttransformation. Basierend auf diesen Annahmen ergibt sich ein Beitrag von NB, LB, GS und IP von 17% an der Temperaturtransformation und 7% an der Salzgehaltstransformation, obwohl die Becken nur einen Anteil von 4% an der Gesamtfläche des Arktischen Mittelmeers haben. Den größten Anteil an der Temperaturveränderung hat das NB bedingt durch den zweitgrößten Wärmeverlust und die größte Fläche. Der zweitgrößte Beitrag kommt aus der GS. Für die Reduktion des Salzgehalts leistet die GS den größten Beitrag hervorgerufen durch den größten Süßwassereintrag in Oberflächennähe. Der zweitgrößte Beitrag kommt vom NB bedingt wiederum durch den zweitgrößten Süßwassereintrag und die größte Fläche. Die Ergebnisse der Budgetkalkulationen für das IP erscheinen im Zusammenhang mit den aus der Literatur zur Verfügung stehenden Informationen eher fragwürdig. Dieses Becken trägt aber im Verhältnis zu den anderen Becken nur etwa 5% zu der Transformation bei und verfälscht somit die Ergebnisse nur geringfügig (Tabelle 6).

Auswirkungen von Klimaänderungen

Hervorgerufen durch Klimaänderungen kommt es in den Hohen Breiten zu einem erhöhten Eintrag von Süßwasser oder auch reduzierten Wärmeverlust an die Atmosphäre. Bei der Abschätzung, wie diese Veränderungen die Wassermassentransformation im EN beeinflussen, ist der Anteil des östlichen und des westlichen EN an der durch alle vier tiefen Becken hervorgerufenen Veränderung von Bedeutung. Der Anteil des östlichen EN beträgt 64% an der Temperaturreduktion und 56 % an der Salzgehaltsreduktion, obwohl das Gebiet nur 54 % der Gesamtfläche einnimmt. Der erhöhte Eintrag von Süßwasser in die Oberflächenschicht durch Abschmelzen der den Arktischen Ozean bedeckenden Eisflächen und durch erhöhten Eintrag von Flüssen erreicht durch die Framstraße auch das EN. Bisher wurde allerdings in erster Linie beobachtet, dass dieses Süßwasser mit dem Ostgrönlandstrom weiter in den subpolaren Nordatlantik transportiert wird (Dickson et al., 2007; Oliver und Heywood, 2003). Würde das Süßwasser in das innere EN vordringen, so könnte es dort sehr effektiv vertikale Vermischung und damit Wassermassentransformation in den tiefen Becken verhindern. Es würde sich aber vorrangig in der Oberflächenschicht des westlichen EN ausbreiten und so auch nur die Prozesse in den westlichen Becken beeinflussen. Da diese Becken weniger als 50 % Anteil an der Transformation haben, kann somit nur eine Reduktion der Transformation und damit auch eine Reduktion des nördlichen Zweigs der Atlantischen Meridionalen Umwälzzirkulation die Folge sein aber kein vollständiger Zusammenbruch. Andererseits wird außerdem ein Anstieg der Lufttemperaturen beobachtet. Dieses ruft einen reduzierten Wärmeverlust des Ozeans an die Atmosphäre hervor, und das würde wiederum die Wassermassentransformation im gesamten EN reduzieren.

Bedeutung der tiefen Becken des Europäischen Nordmeers für die Gesamttransformation im Arktischen Mittelmeer

Zum Abschluss soll die relative Bedeutung der tiefen Becken des EN für die Gesamttransformation im Arktischen Mittelmeer abgeschätzt werden. Eine Abschätzung des Beitrags des EN zur Temperaturtransformation kann anhand des Gesamtwärmeverlusts an die Atmosphäre gegeben werden. Er beläuft sich auf eine Temperaturreduktion von 3.6 K; dies entspricht einem Anteil des EN von 40 % an der Gesamtreduktion. Der Wert stellt eine gute Übereinstimmung mit den Untersuchungen von Simonsen und Haugan (1996) dar, die einen Anteil von 33 % errechneten (Tabelle 7). Segnan et al. (2011) setzen ihre Ergebnisse nicht in Relation zur Gesamttransformation. Sie geben aber einen um 15 TW höheren Wärmeverlust des EN gegenüber Simonsen und Haugan (1996) an. Daraus ergibt sich ein Anteil von 36 % an der Gesamttransformation (Tabelle 8) (wenn der Wert fürs EN von Segann et al. (2011) in Beziehung gesetzt wird zu den Werten von Simonsen und Haugan (1996) für die Wärmeverluste im Arktischen Ozean und in der Barentssee). Innerhalb der 40 % des EN ist der Anteil der tiefen Becken nach unseren Berechnungen etwa 40 %, obwohl die tiefen Becken nur etwa ein Fünftel der Gesamtfläche des EN einnehmen. Diese große Bedeutung der Becken lässt sich dadurch erklären, dass innerhalb der Becken ein Wärmegewinn von lateralem Austausch nicht nur an die Atmosphäre wieder abgegeben wird sondern auch innerhalb der Oberflächenschicht an die Umgebung.

Wie die vorangegangenen Untersuchungen gezeigt haben, ist der atmosphärische Süßwasserfluss von untergeordneter Bedeutung für die Salzgehaltstransformation im

EN. Durch die atmosphärischen Flüsse lassen sich nur 10 % der Salzgehaltsreduzierung im gesamten Arktischen Mittelmeer erklären. Dieses demonstriert wiederum, dass die atmosphärischen Süßwasserflüsse, obwohl sie mit den größten Unsicherheiten behaftet sind, einen relativ geringen Einfluss auf die Kalkulationen haben. Stattdessen kommt den oberflächennahen ozeanischen Süßwasserflüssen eine entscheidende Rolle zu. Sie setzen sich zusammen aus Flusseintrag und Eisschmelze bzw. Neueisbildung vor Ort wie auch in angrenzenden Meeresgebieten.

	IP	GS	LB	NB	
Fläche (m ²)	0.6 x 10 ¹¹	1.5 x 10 ¹¹	1.1 x 10 ¹¹	1.6 x 10¹¹	sum: 4.8 x 10 ¹¹
(% of sum)	(16%)	(30%)	(22%)	(32%)	(4% of AM)
Max .Winter MLD (m)	250	1500	500	350	
Lateraler Wärmeeintrag 50-800m (W/m ²)	30	74	95	77	
Lateraler Wärmeeintrag pro Jahr (J/Jahr)	0.6 x 10 ²⁰	3.5 x 10 ²⁰	3.3 x 10 ²⁰	3.9 x 10²⁰	sum: 11.3 x 10 ²⁰
Lateraler Süßwasserexport/import +/- (mm/Monat)	-14	41	13	31	
(m/ Jahr)	-0.17	0.49	0.16	0.37	
Ltareler Süßwassereintrag pro Jahr (m ³ / Jahr)	-1. x 10 ¹⁰	7.4 x 10¹⁰	1.8 x 10 ¹⁰	5.9 x 10 ¹⁰	sum: 14.1 x 10 ¹⁰
Temperatur Transformation (K)	0.07	0.45	0.42	0.5	sum: 1.44 (18 %) ohne IP 1.4 (16 %)
(% von Gesamt/alle Becken)	5 %	31 %	29 %	35%	
(% von Geamttransform/Ark. M.)	1 %	5 %	5 %	6 %	17 %
Salzgehalts- Transformation	+0.002	-0.0145	-0.0035	-0.0115	sum: -0.0275 (9%) ohne IP -0.0295 (10 %)
(% von Gesamt/alle Becken)		49 %	12 %	39 %	
(% von Geamttransform/Ark. M.)		3 %	1 %	3 %	7 %

Tabelle 6: Kalkulation der Wassermassentransformation in den tiefen Becken des EN. Die Maximalwerte jeder Zeile sind in Fettdruck markiert. Die angegebenen Flächen sind Østrem (2003) entnommen.

Fläche	Barentssee	EN (ohne Barentssee und Nordsee)	Arktischer Ozean
Fläche (m ²)	1.32 x 10 ¹² (11 %)	2.71 x 10 ¹² (22 %)	8.12 x 10 ¹² (67 %)
Wärmeverlust (TW)	136.4 (41 %)	109.5 (33 %)	85.7 (26 %)

Tabelle 7: Wassermassentransformation wie in Simonsen and Haugan (1996) dargestellt (mit der dort ausgezeichneten Parametrisierung für die atmosphärischen Flüsse).

Fläche	Barentssee	Norwegensee	Grönland- /Islandsee	EN (ohne Barentssee)	EN + Barentssee
Fläche (m ²)	1.39 x 10 ¹²	1.38 x 10 ¹²	1.06 x 10 ¹²	2.44 x 10 ¹²	
% von EN		(57 %)	(43 %)		
Wärmeverlust (TW)	74	85	41	126	200
% von EN		(67 %)	(33 %)		
Süßwassergewinn (mSv)	14	22	13	35	
% von EN		(63 %)	(37 %)		

Tabelle 8: Wassermassentransformation nach Segnan et al. (2011).

5 Diskussion

Im Arktischen Mittelmeer werden die von Süden einströmenden Atlantischen Wassermassen in Polares Oberflächenwasser und Overflow-Wasser transformiert. Für diese Transformation sind einerseits die Vermischung mit Süßwasser und andererseits die starken (negativen) Auftriebsflüsse zwischen Ozean und Atmosphäre verantwortlich. Während die Transformation zu einem großen Anteil in den ganzjährig eisfreien tiefen Becken im Inneren des Europäischen Nordmeers stattfindet, ist für den Transport des Atlantischen Wassers in das Arktische Mittelmeer hinein und der transformierten Wassermassen aus dem Gebiet heraus der Randstrom zuständig. Durch lateralen Austausch zwischen Randstrom und Becken entsteht ein auf langen Zeitskalen stabiles System.

Die Untersuchungen zur Wassermassentransformation im Arktischen Mittelmeer in den vergangenen hundert Jahren zeigen unter anderem, wie sich der Blickwinkel der Forschung mit der Zeit verändert hat. Am Beginn des 20. Jahrhunderts stand im Vordergrund, die bis dahin kaum beobachteten hydrographischen Gegebenheiten in diesem, klimatisch bedingt sehr schwer zugänglichen, Meeresgebiet zu erkunden. Anhand der gemachten Beobachtungen wurden Vorstellungen über die, der Wassermassentransformation zugrunde liegenden, Prozesse entwickelt und es wurde, nur bedingt erfolgreich, versucht, diese Prozess-Vorstellungen mit Beobachtungen zu verifizieren. Es zeigte sich dabei, dass einzelne Prozesse starken inter-annualen bis dekadischen Schwankungen unterliegen.

Zum gegenwärtigen Zeitpunkt liegt ein Hauptaugenmerk auf der Veränderung der ozeanischen Zirkulation unter sich verändernden klimatischen Bedingungen. Dabei wird in den Hohen Breiten dem verstärkten Eintrag von Süßwasser eine entscheidende Rolle beigemessen. Es interessieren besonders Wechselwirkungen zwischen einer sich ändernden Wassermassentransformation, und damit auch der Bereitstellung von Overflow-Wassermassen für den Nordatlantik, und der Atlantischen Meridionalen Umwälzzirkulation bzw. der Globalen Thermohalinen Zirkulation. Insbesondere die Arbeiten von Oliver und Heywood (2003), Simonsen und Haugan (1996) und Segnan et al. (2011) betrachten nicht den Prozess der Wassermassentransformation selbst, sondern versuchen aus Beobachtungen ihren Netto-Effekt abzuschätzen. Wenngleich diese Arbeiten die Bedeutung des Europäischen Nordmeer und insbesondere des östlichen Teils für die Wassermassentransformation hervorheben, so ist der Einblick doch eingeschränkt. Zum einen basieren die Untersuchungen vornehmlich auf Sommerdaten. Zum anderen wird bei der Betrachtung des tiefen Europäischen Nordmeers nicht unterschieden zwischen tiefen Becken und Randstrom-Regionen, obwohl wir unterschiedliche Beiträge aus den beiden Regionen erwarten.

Ziel dieser Arbeit ist es, das Bild zu vervollständigen. Auf der Grundlage des Float-Datensatzes soll die Frage beantwortet werden, welche Bedeutung die tiefen Becken des Europäischen Nordmeers für die Gesamt-Wassermassentransformation des Arktischen Mittelmeers haben.

Hydrographie

Die Beobachtungen mit profilierenden Floats in den tiefen Becken des Europäischen Nordmeers seit 2001 lassen einen kontinuierlichen Einblick in die Entwicklung der Hydrographie und der vertikalen Vermischung zu. Auf der Basis von

Monatsmittelwerten werden Zeitserien von Temperatur, Salzgehalt und Dichte in den oberen 2000 m der Wassersäule erstellt.

Das saisonale Signal ist in allen Becken bis in maximal 750 m Tiefe das dominierende Signal. Die Länge der Zeitserien von 5 bis 11 Jahren und die Anzahl der unabhängigen Messungen pro Monat innerhalb jedes Beckens macht es möglich, dieses Signal zu isolieren und im Detail zu beschreiben. In den Jahres-Zyklen zeigt sich, dass die Akkumulation von Wärme in den oberen 800 m während des Sommers sowohl durch Austausch mit der Atmosphäre als auch lateralen Eintrag von Atlantischen Wassermassen bedingt ist. Die Quantifizierung der beiden Anteile wird mit den durchgeführten Budget-Kalkulationen möglich.

Die Kenntnis des saisonalen Zyklus liefert zudem das Handwerkszeug für die Analyse von historischen hydrographischen Beobachtungen aus den Becken in Hinblick auf inter-annuale bis multidekadische Variabilität. Da diese Beobachtungen vornehmlich aus den Sommermonaten stammen, sind ohne Kenntnis des saisonalen Signals Fehlinterpretationen durch Aliasing möglich.

Für die Differenzierung zwischen inter-annualen und dekadisch bis multi-dekadischen Signalen reicht die Länge der Zeitserien nicht aus. Gleichmaßen ist es nicht möglich, mesoskalige Strukturen innerhalb der tiefen Becken mit der Anzahl der Messungen aufzulösen. Für eine Beurteilung der beckenweiten Schwankungen der winterlichen Deckschicht- bzw. Konvektionstiefen wird auf die Einzelbeobachtungen zurückgegriffen. Die daraus berechnete typische Deckschicht- oder Konvektions-Tiefe berücksichtigt die Häufigkeit der Einzelbeobachtungen.

Es zeigen sich in der Grönlandsee über den kompletten Tiefenbereich von 0 bis 1300 m steigende Temperaturen und Salzgehalte seit Beginn der Messungen 2001 und im Norwegenbecken steigende Temperaturen im Zwischenwasser in 500 bis 1300 m Tiefe und steigende Salzgehalte in der Atlantischen Schicht in 0 bis 500 m Tiefe seit 2002. Diese lassen sich in Zusammenhang mit den Untersuchungen von Holliday et al. (2008) als Anzeichen multi-dekadischer Variabilität im einströmenden Atlantischen Wasser interpretieren, die sich mit der Advektion dieser Wassermasse und durch Einmischung bei der Konvektion auch mit dem Arktischen Zwischenwassers im Europäischen Nordmeer ausbreiten.

In der Grönlandsee dokumentiert die Float-Zeitserie dazu die Auflösung des Intermediären Temperatur Maximums während des Beobachtungszeitraums und die inter-annuale Variabilität des oberflächennahen Salzgehalts.

Wärme- und Süßwasserbudgets

Zur Quantifizierung des lateralen Austauschs zwischen den tiefen Becken und dem Randstrom und der Bedeutung von Oberflächenflüssen und lateralen Flüssen für die saisonale Entwicklung der Schichtung in den Becken werden Wärme- und Süßwasserbudgets aufgestellt. Die Entwicklung im Inneren der Becken wird anhand der Zeitserien zur Hydrographie auf Basis der Float-Daten abgeleitet. Der Austausch zwischen Ozean und Atmosphäre ist durch den, in Anlehnung an Renfrew et al. (2002), korrigierten NCEP-Datensatz vorgegeben. Abschätzungen zum lateralen Austausch der Becken mit der Umgebung liegen nicht vor, sondern müssen als Residuum aus den anderen beiden Budget-Komponenten abgeschätzt werden.

Der Auswahl des korrigierten NCEP-Datensatzes für die Verwendung in den Budget-Kalkulationen ist eine eingehende Untersuchung der zur Verfügung stehenden meteorologischen Datensätze vorangegangen. Sowohl eine Literatur-Recherche als auch eigene Untersuchungen in den Becken des Europäischen Nordmeers betonen die Unterschiedlichkeit der verschiedenen Datensätze. Schwierig wird die Situation dadurch, dass in den Hohen Breiten kaum direkte Beobachtungsdaten zur Evaluierung der Datensätze zur Verfügung stehen. Daher wird in dieser Arbeit die Güte der meteorologischen Datensätze anhand der zur Verfügung stehenden Ozean-Beobachtungen von Floats analysiert.

Mithilfe eines einfachen Mixed-Layer-Modells werden mit verschiedenen Oberflächenflüssen produzierte winterliche Deckschichttiefen mit beobachteten Deckschichttiefen verglichen. Im östlichen Europäischen Nordmeer gelingt mit ECMWF und korrigiertem NCEP gleichermaßen die beste Annäherung an die Beobachtungen. Dagegen zeigt sich in der Grönlandsee, dass der korrigierte NCEP-Datensatz das Zusammenspiel von Wärme- und Süßwasserflüssen während des Winters am besten reproduziert, wenngleich der Netto-Auftriebsfluss von korrigiertem NCEP und ECMWF auch hier vergleichbar ist. Dieses Zusammenspiel wird dann bedeutend, wenn in der oberflächennahen Schicht Temperaturen nahe dem Gefrierpunkt angetroffen werden, wie es in der Grönlandsee der Fall ist. So wurde der korrigierte NCEP-Datensatz für die Budget-Kalkulationen ausgewählt.

Der laterale Austausch der Becken mit dem Randstrom gibt Auskunft über den Beitrag der Becken zur Wassermassentransformation im Europäischen Nordmeer. Die Genauigkeit der Berechnung dieses Beitrags ist bestimmt durch die Genauigkeit in der Vorgabe der beiden Komponenten – die Entwicklung im Inneren der Becken und der Austausch mit der Atmosphäre. Während die mittlere Entwicklung innerhalb eines Jahres im Inneren der Becken durch die Float-Daten mit hinreichender Genauigkeit beschrieben werden kann (siehe Abschnitt 3.1.6 und 3.2.3), sind die Oberflächenflüsse mit großen Unsicherheiten behaftet, die sich aufgrund fehlender Beobachtungen nicht vollständig beheben lassen (Abschnitt 4.1). So ermöglichen die Budget-Kalkulationen erste indirekte Abschätzungen zum lateralen Austausch der Becken mit der Umgebung auf Basis des derzeitigen Kenntnisstands, deren Unsicherheiten in erster Linie bestimmt sind durch die Unsicherheiten bei der Angabe der Oberflächenflüsse.

Das wichtigste Resultat der jährlichen Wärme- und Süßwasserbudgets ist, dass alle Becken ihrer Umgebung mehr Wärme entziehen, als an die Atmosphäre abgegeben wird, da zusätzlich Wärme in der Oberflächenschicht lateral abgegeben wird. Außerdem ist für den Eintrag von Süßwasser die Oberflächenschicht von größerer Bedeutung als der Austausch mit der Atmosphäre. Dies bedeutet, dass die Wassermassentransformation innerhalb der Becken in Bezug auf Wärme als auch Süßwasser unterschätzt wird, wenn man nur die Flüsse zwischen Atmosphäre und Ozean betrachtet.

Die Budgets ergeben einen Anteil der vier tiefen Becken an der Gesamt-Wassermassentransformation des Arktischen Mittelmeers von 17% in Bezug auf die Temperatur und 7% in Bezug auf den Salzgehalt, obwohl die Becken nur einen Anteil von 4% an der Gesamtfläche des Arktischen Mittelmeers haben. Den größten Anteil an der Temperatur-Veränderung hat das Norwegen-Becken und für die Reduktion des Salzgehalts leistet die Grönlandsee den größten Beitrag.

Hervorgerufen durch Klimaänderungen kommt es in den Hohen Breiten zu einem erhöhten Eintrag von Süßwasser oder auch reduziertem Wärmeverlust an die Atmosphäre. Bei der Abschätzung, wie diese Veränderungen die Wassermassentransformation im Europäischen Nordmeer beeinflussen, ist von Bedeutung, dass das östlichen Europäische Nordmeer einen Anteil von über 50% an der Transformation hat.

Der erhöhte Eintrag von Süßwasser in die Oberflächenschicht, durch Abschmelzen der Eisbedeckung des Arktischen Ozeans und durch erhöhten Eintrag von Flüssen, erreicht durch die Framstraße auch das Europäische Nordmeer. Würde das Süßwasser in das innere Europäische Nordmeer vordringen, so könnte es dort sehr effektiv vertikale Vermischung und damit Wassermassentransformation in den tiefen Becken verhindern. Es würde sich aber vorrangig in der Oberflächenschicht des westlichen Europäischen Nordmeers ausbreiten und so auch nur die Prozesse in den westlichen Becken beeinflussen. Diese Becken haben weniger als 50% Anteil an der Transformation. Dazu findet die Transformation in Bezug auf eine Erhöhung der Dichte vorrangig im östlichen Europäischen Nordmeer statt, während die Transformation im Westen vorrangig die Temperatur und Salzgehaltscharakteristik verändert. Die Temperatur- und Salzgehaltserniedrigung kompensieren sich nahezu in Bezug auf die Dichte. Die Folge wäre also eine Veränderung der Temperatur- und Salzgehaltscharakteristik des Overflow-Wassers und eine Reduktion der Transformation und damit auch eine Reduktion des nördlichen Zweigs der Atlantischen Meridionalen Umwälzzirkulation, aber kein vollständiger Zusammenbruch. Andererseits wird außerdem ein Anstieg der Lufttemperaturen beobachtet. Dieses ruft einen reduzierten Wärmeverlust des Ozeans an die Atmosphäre hervor und beeinflusst die Wassermassentransformation im gesamten Europäischen Nordmeer.

Zum Abschluss soll die relative Bedeutung der tiefen Becken des Europäischen Nordmeers für die Gesamttransformation im Arktischen Mittelmeer abgeschätzt werden. Eine Abschätzung des Beitrags des Europäischen Nordmeers zur Temperaturtransformation kann anhand des Gesamtwärmeverlusts an die Atmosphäre gegeben werden. Er beläuft sich auf eine Temperaturreduktion von 3.6 K; dies entspricht einem Anteil des Europäischen Nordmeers von 40 % an der Gesamtreduktion. Der Wert stellt eine gute Übereinstimmung mit den Untersuchungen von Simonsen und Haugan (1996) und Segnan et al. (2011) dar. Innerhalb der 40 % des Europäischen Nordmeers ist der Anteil der tiefen Becken nach unseren Berechnungen etwa 40 %, obwohl die tiefen Becken nur etwa ein Fünftel der Gesamtfläche des Europäischen Nordmeers einnehmen. Diese große Bedeutung der Becken lässt sich dadurch erklären, dass innerhalb der Becken ein Wärmegewinn von lateralem Austausch nicht nur an die Atmosphäre wieder abgegeben wird sondern auch innerhalb der Oberflächenschicht an die Umgebung.

Wie die vorangegangenen Untersuchungen gezeigt haben ist der atmosphärische Süßwasserfluss von untergeordneter Bedeutung für die Salzgehaltstransformation im Europäischen Nordmeer. Durch die atmosphärischen Flüsse lassen sich nur 10% der Salzgehaltsreduzierung im gesamten Arktischen Mittelmeer erklären. Dieses demonstriert, dass die atmosphärischen Süßwasserflüsse, obwohl sie mit den größten Unsicherheiten behaftet sind, einen relativ geringen Einfluss auf die Kalkulationen haben. Stattdessen kommt den oberflächennahen ozeanischen Süßwasserflüssen eine entscheidende Rolle zu.

6 Ausblick

Wie die hier vorgestellte Arbeit zeigt, lassen sich nicht alle offenen Fragen in Bezug auf die Wassermassentransformation im Europäischen Nordmeers anhand des Float-Datensatzes beantworten. Der Beobachtung der Hydrographie sind sowohl räumliche als auch zeitliche Grenzen gesetzt.

Während die saisonalen Schwankungen gut zu beobachten sind liefern die Messungen weder Einblick in die mesoskalige Variabilität innerhalb der Becken noch in die Randstrombereiche der Region. Dieses kann auch mit einer Verdoppelung der Anzahl der messenden Geräte nicht überwunden werden; insbesondere da die Floats frei driften. Allerdings würde dies zu einer Verbesserung der Beobachtung der *schwächeren* Signale führen – des saisonalen Signals fernab der Oberfläche und der inter-annualen bis multi-dekadischen Variabilität.

An der Entwicklung von Floats mit Messtiefen bis 4000 m wird gearbeitet. Das Gerät würde durch diese Möglichkeit aber deutlich teurer werden. Dazu ist in Randmeeren die Fläche relativ klein, in der diese Wassertiefen vorgefunden werden. Und nicht zuletzt sind auch die Veränderungen in der Hydrographie in Tiefen unterhalb 2000 m deutlich langsamer und so werden sie gut mit jährlichen Schiffsmessungen erfasst.

Und, wenngleich auch eine brauchbare Beschreibung des mittleren Zustandes der Becken mit diesen Daten möglich ist, so ersetzen sie doch nicht vollständig klassische schiffsgebundene hydrographische Aufnahmen mit der CTD. Zum einen werden diese hochgenauen Messungen – zumindest einmal jährlich – dringend zur Kalibrierung der Float-Daten benötigt. Zum anderen geben hydrographische Schnitte Einblick in die großskalige und längerfristige Entwicklung der Becken und ihrer Umgebung.

Wünschenswert und effektiv wären Verbesserungen an ganz anderer Stelle. So würde eine Verbesserung der meteorologischen Datensätze in den Hohen Breiten die Unsicherheiten in den Budgetabschätzungen zur Wassermassentransformation erheblich reduzieren. Sowohl mehr direkte Beobachtungen als auch Anpassungen der Algorithmen an die Bedingungen der Hohen Breiten könnten dazu beitragen.

Eine realistischere Modellierung von Advektion und Vermischung lässt sich bekanntermaßen durch eine höhere Auflösung der Modelle erreichen. Dies könnte im Europäischen Nordmeer dazu beitragen, die Ausbreitung von oberflächennahem Süßwasser und die Konvektion besser zu beschreiben.

Zu guter Letzt wünsche ich mir Einblick in den Prozess des lateralen Austauschs zwischen Becken und Randstrom anhand von Beobachtungen, um indirekte Abschätzungen des Prozesses zu verifizieren. Dazu könnten satelliten-gestützte SST und SSS zukünftig beitragen. Aber auch eine Evaluierung dieser Daten und die Auflösung der vertikalen Struktur durch Beobachtungen ist nötig.

Danksagung I

Ich bedanke mich für die finanzielle Unterstützung der vorangegangenen Untersuchungen durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft (SFB512 E2), das Bundesministerium für Erziehung und Wissenschaft (Nordatlantik Projekt) und die Europäische Gemeinschaft (THOR, Euro-Argo und MERSEA). Diese Institutionen finanzierten außerdem einen Teil der Floats, die im Europäischen Nordmeer eingesetzt wurden. Weitere Floats wurden finanziert durch das Danish Forskningsråd und das Bundesverkehrsministerium. Alle Daten von profilierenden Floats werden gesammelt und frei zur Verfügung gestellt durch das International Argo Project (<http://www.argo.net>). Die meteorologischen Daten wurden zur Verfügung gestellt durch die Institutionen, die in Tabelle 1 aufgeführt sind. Dank geht auch an Stefan Hagemann, für die Bearbeitung von ECMWF-Daten, und Holger Göttel, für die Bearbeitung von REMO-Daten.

Danksagung II

Ich möchte mich an dieser Stelle bei all denjenigen Menschen bedanken, die zur Fertigstellung dieser Arbeit beigetragen haben.

Zu allererst geht mein Dank an Detlef Quadfasel, der diese Arbeit betreut hat. Ich danke ihm dafür, dass er sich immer wieder Zeit für Diskussionen mit mir genommen hat – manches Mal, wenn ich nicht mehr weiter kam, sehr spontan; dafür, dass er seine *ozeanographische Inspiration* mit mir geteilt hat; mir aber andererseits auch große Freiräume bei der Gestaltung meiner Arbeit zugestanden hat.

Ich bedanke mich bei Jens Meincke, der mir nach 9 Jahren Familienpause eine zweite Chance in der Ozeanographie gegeben hat.

Ich bedanke mich bei Johannes Karstensen, Bert Rudels, Gereon Budéus, Kerstin Jochumsen, Dagmar Hainbucher, Ursel Schauer, Michael Karcher, Kai Logemann, Bogi Hansen, Paul Dodd, Laura de Steur und Femke de Jong. Sie alle nahmen sich Zeit, um mit mir über diese Arbeit zu reden; Anregungen und Tipps zu geben; mir Mut zu machen.

Ich bedanke mich bei Jan Backhaus für die Diskussion über meine Idee zu den Budget-Kalkulationen, als ich dringend einen kompetenten Gesprächspartner brauchte.

Bei Antje Müller-Michaelis, Manuela Köllner und Marek Stawarz bedanke ich mich für die Bearbeitung der Float-Daten und bei Antje zusätzlich für die Aufbereitung eines Großteils der meteorologischen Daten, das Programmieren des Mixed-Layer Modells und die Durchführung etlicher Modellläufe.

Dazu geht mein Dank an Norbert Verch für die Bearbeitung einer Unzahl von Abbildungen und an Dagmar Hainbucher für das letzte Korrektur-Lesen.

Ich habe noch von diversen anderen Kollegen Anregungen bekommen; oft auf wissenschaftlichen Tagungen der Nordic Seas-Community. Auch wenn ich nicht alle hier erwähnen kann, vielen Dank!

Bei Andreas Welsch, Ulli Drübbisch und Norbert Verch und bei vielen Kapitänen und ihrer Crew bedanke ich mich für die Unterstützung auf etlichen Seereisen und für das gewissenhafte Auslegen einer Vielzahl von Floats.

Ich danke meiner Mutter und meiner liebsten Freundin Nina für ihren ungebrochenen Glauben daran, dass ich diese Arbeit schaffen werde. Dies hat mich letztlich über ihren Tod hinaus angespornt.

Ich danke meinem Vater, meiner Schwester, meinem Bruder und meiner Tante für ihre vielfältige Unterstützung.

Meine Kinder, Klara und Max, mussten über viele Wochen und Monate ertragen, dass ich mindestens in Gedanken nicht ganz bei ihnen war. Sie haben es mit Geduld und Nachsicht ertragen und dafür danke ich ihnen von ganzem Herzen.

Auch ohne Freunde hätte ich diese Arbeit nicht geschafft; Freunde, die einen aufbauen und für Stunden auf andere Gedanken bringen; die einem Tee und Essen kochen und vieles mehr. Dafür danke ich Uta, Rasmus, Susanne, Griemhild und Dierk, Bärbel, Beo, Katrin, Petra, Stefan, Klaus und vielen anderen.

Hermann danke ich dafür, dass er mir im richtigen Moment Mut gemacht hat, meinen eigenen Weg zu gehen.

Zu guter Letzt bin ich dankbar für viele Tage und Wochen auf See, die zu den glücklichsten meines bisherigen Lebens zählen und mir dazu immer wieder Ansporn waren, den Ozean noch besser zu vermessen und zu verstehen.

Literatur

- Aagaard, K., Swift, J. H. und E. C. Carmack (1985) Thermohaline Circulation in the Arctic Mediterranean Seas. *Journal of Geophysical Research*, 90, C3, 4833-4846.
- Årthun, M., R. B. Ingvaldsen, L. H. Smedsrud und C. Schrum (2011) Dense water formation and circulation in the Barents Sea. *Deep-Sea Research, Part I*, 58, 801-817, doi: 10.1016/j.dsr.2011.06.001.
- Béranger, K., B. Barnier, S. Gulev und M. Crépon (2006) Comparing 20 Years of precipitation estimates from different sources over the world ocean. *Ocean Dynamics*, 56, 104-138, doi: 10.1007/s10236-006-0065-2.
- Berry, D. I. und E. C. Kent (2008) A new air-sea interaction gridded data set from ICOADS with uncertainty estimates. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90, 645-656.
- Berx, B., B. Hansen, S. Østerhus, K. M. Larsen, T. Sherwin und K. Jochumsen (2012) Combining in-situ measurements and altimetry to estimate volume, heat and salt transport variability through the Faroe Shetland Channel. Submitted to *Ocean Science*.
- Blindheim, J. (1990) Arctic Intermediate Water in the Norwegian Sea. *Deep-Sea Research*, 37, 1475-1489.
- Blindheim, J. und F. Rey (2004) Water-mass formation and distribution in the Nordic Seas during the 1990s. *ICES Journal of Marine Science*, 61, 846-863.
- Blindheim, J. und S. Østerhus (2005) The Nordic Seas, main oceanographic features. In: *The Nordic Seas – An integrated perspective*. H. Drange, T. Dokken, T. Furevik, R. Gerdes und W. Berger (Hrsg.). *Geophysical Monograph 158*, American Geophysical Union, Washington, DC, 11-37.
- Böhme, L. und U. Send (2005) Objective analyses of hydrographic data for referencing profiling float salinities in highly variable environments. *Deep-Sea Research, Part II*, 52, 651-664.
- Bönisch, G. und P. Schlosser (1995) Deep water formation and exchange rates in the Greenland/Norwegian Seas and the Eurasien Basin of the Arctic Ocean derived from tracer balances. *Progress in Oceanography*, 35, 29-52.
- Bönisch, G., J. Blindheim, J. L. Bullister, P. Schlosser und D. W. R. Wallace (1997) Long-term trends of temperature, salinity, density, and transient tracers in the central Greenland Sea. *Journal of Geophysical Research*, 102, 18553-18571.
- Bogorodsky, R. V., Makshtas, A. P., Nagirny, A. P., Sorchenko, V. G. und R. V. Ivanow (1987) Features of the ocean-atmosphere meso-scale interaction in the Greenland Sea area (in Russisch). *Meteorol. Gidrol.* 10, 69-74.
- Broecker, W. S. (1987) The biggest chill. *Natural Historie Magazine*, 97, 74-82.
- Broecker, W. S. (1991) The great ocean conveyor. *Oceanography*, 4, 79-89.
- Broecker, W. S. (1997) Thermohaline circulation, the Achilles Heel of our climate system: will man-made CO₂ upset the current balance? *Science*, 278, 1582-1588.
- Budéus, G., W. Schneider und G. Krause (1998) Winter convective events and bottom water warming in the Greenland Sea. *Journal of Geophysical Research*, 103, 18513-18527.
- Budéus, G., B. Cisewski, S. Ronski und D. Dietrich (2004) Structure and effects of a long lived vortex in the Greenland Sea. *Geophysical Research Letters*, 31, doi: 10.1029/2003GL017983.
- Budéus, G. und S. Ronski (2009) An integral view of the hydrographic development in the Greenland Sea over a decade. *The Open Oceanography Journal*, 3, 9-40.

- Carmack, E. C. (1990) Large-scale physical oceanography of polar oceans. In: Polar Oceanography, Part A: Physical Science, W. O. Smith (Hrg.), Academic Press, San Diego, 171-222.
- Cronin, M. F. und J. Sprintall (2001) Wind and buoyancy-forced upper ocean. In: Steele, J. H., Thorpe, S. A. und K. K. Turekian (Hrsg.), Encyclopedia of Ocean Sciences, 6, Academic Press, New York, 3219-3227.
- Curry, J. A. und P. J. Webster (1999) Thermodynamics of Atmospheres and Oceans. International Geophysics Series, 65, Academic Press, London, UK, 467 pp.
- De Boyer Montégut, C., G. Mardec, A. S. Fischer, A. Lazar und D. Iudicone (2004). Mixed layer depth over the global ocean : an examination of profile data and a profile based climatology. Journal of Geophysical Research, 109, doi: 10.1029/2004JC002378.
- De Jong, F. (2010) Hydrographic variability of the Irminger Sea. Doktorarbeit vorgelegt an der Universität Utrecht, Niederlande, ISBN 978-90-393-5425-4.
- Dickson, R., J. Lazier, J. Meincke, P. Rhines und J. Swift (1996) Long-term coordinated changes in the convective activity of the North Atlantic. Progress in Oceanography, 38, 241-295.
- Dickson, R., Rudels, B., Dye, S., Karcher, M., Meincke, J. und I. Yashayaev (2007) Current estimates of freshwater flux through Arctic and subarctic seas, Progress in Oceanography, 73, 210-230.
- Drange, H., Dokken, T., Furevik, T., Gerdes, R., Berger, W., Nesje, A., Orvik, K. A., Skagseth, Ø., Skjelvan, I., und S. Østerhus (2005) The Nordic Seas: An Overview. In: The Nordic Seas – An integrated perspective. H. Drange, T. Dokken, T. Furevik, R. Gerdes und W. Berger (Hrsg.). Geophysical Monograph 158, American Geophysical Union, Washington, DC, 1-10.
- Eldevik, T., J. E. Ø., D. Iovino, K. A. Olsson, A.B. Sandø und H. Drange (2009) Observed sources and variability of Nordic Seas overflow. Nature Geoscience, 2, 402-410.
- Gascard, J.-C., A. J. Watson, M.-J. Messias, K. A. Olsson, T. Johannessen und K. Simonsen (2002) Long-lived vortices as a mode of deep ventilation in the Greenland Sea. Nature, 416, 525-527.
- Gordon, A. L. (1986) Inter-ocean exchange of thermohaline water. Journal of Geophysical Research, 91, 5037-5046.
- Gould, J. (2005) From Swallow floats to Argo – the development of neutrally buoyant floats. Deep-Sea Research, Part II, 52, 529-543.
- Gould, W.J., D. Roemmich, S. Wijffels, H. Freeland, M. Ignaszewsky, X. Jianping, S. Pouliquen, Y. Desaubies, U. Send, K. Radhakrishnan, K. Takeuchi, K. Kim, M. Danchenkov, P. Sutton, B. King, B. Owens und S. Riser (2004) Argo Profiling Floats bring new era of in situ ocean observations. Earth and Space Sciences Transactions, American Geophysical Union, 85, 19.
- GSP group (1990) Greenland Sea Project: a venture toward improved understanding of the ocean's role in climate. Earth and Space Sciences Transactions of the American Geophysical Union, 71, 750-751, 754-755.
- Hansen, B. und S. Østerhus (2000) North Atlantic–Nordic Seas exchanges. Progress in Oceanography, 45, 109-208.
- Hansen, B. und S. Østerhus (2007) Faroe Bank Channel overflow 1995 – 2005. Progress in Oceanography, 75, 817-856.
- Hansen, B., H. Hátún, R. Kristiansen, S. M. Olsen und S. Østerhus (2010) Stability and forcing of the Iceland-Faroe inflow of water, heat and salt to the Arctic. Ocean Science, 6, 1013-1026.

- Hansen, B., S. Østerhus, D. Quadfasel und W. Turrell (2004) Already the day after tomorrow? *Science*, 305, 953-954.
- Hartmann, D. L. (1994) *Global Physical Climatology*. Academic Press, San Diego, 411 pp.
- Hátún, H., A. B. Sandø, H. Drange, B. Hansen und H. Valdimarsson (2005) Influence of the Atlantic Subpolar Gyre on the Thermohaline Circulation. *Science*, 309, 1841-1844.
- Helland-Hansen, B. und F. Nansen (1909) The Norwegian Sea, its physical oceanography based upon the Norwegian Researches 1900-1904. Report on Norwegian and Marine Investigations, 2, 2, 390 pp.
- Holfort, J. und J. Meincke (2005) Time series of freshwater-transport on the East Greenland Shelf at 74°N. *Meteorologische Zeitschrift*, 14, 6, 703-710.
- Holliday, N. P., S. L. Hughes, S. Bacon, A. Beszczynska-Möller, B. Hansen, A. Lavín, H. Loeng, K. A. Mork, S. Østerhus, T. Sherwin, und W. Walczonwski (2008). Reversal of the 1960s to 1990s freshening trend in the northeast North Atlantic and Nordic Seas. *Geophysical Research Letters*, 35, L03615, doi: 10.1029/2007/GL032675.
- Isachsen, P. E., C. Mauritzen und H. Svendsen (2007) Dense water formation in the Nordic Seas diagnosed from sea surface buoyancy fluxes. *Deep-Sea Research, Part I*, 54, 22-41.
- Ivanov, V. und A. Korabely (1995) Formation and regeneration of the pycnocline lens in the Norwegian Sea. *Russ. Meteor. Hydrol.*, 62-69.
- Jacob, D. und R. Podzun (1997) Sensitivity studies with the regional climate model REMO. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 63, 119-129.
- Jeanesson, E., S. Jutterström, B. Rudels, L. G. Anderson, K. A. Olsson, E. P. Jones, W. M. Smethie Jr. und J. H. Swift (2008) Sources to the East Greenland Current and its contribution to the Denmark Strait Overflow. *Progress in Oceanography*, 78, 12-28.
- Jochumsen, K., D. Quadfasel, H. Valdimarsson und S. Jonsson (2012) Variability of the Denmark Strait overflow: moored time series from 1996-2011. *Journal of Geophysical Research*, in press, doi:10.1029/2012JC008244.
- Jónsson, S. und H. Valdimarsson (2004) A new path of the Denmark Strait overflow water from the Iceland Sea to Denmark Strait. *Geophysical Research Letters*, 31, doi:10.1029/2003GL019214.
- Josey, S.A. (2001) A comparison of ECMWF, NCEP-NCAR, and SOC surface heat fluxes with moored buoy measurements in the subduction region of the Northeast Atlantic. *Journal of Climate*, 14, 1780-1789.
- Jost, V., S. Bakan und K. Fennig (2002) HOAPS – A new satellite-derived freshwater flux climatology. *Meteorologische Zeitschrift*, 11, 61-70.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, R. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, R. Jenne und D. Joseph (1996) The NCEP/NCAR 40-years reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, 437-470.
- Karstensen, J., P. Schlosser, D. W. R. Wallace, J. L. Bullister und J. Blindheim (2005) Water mass transformation in the Greenland Sea during the 1990s. *Journal of Geophysical Research*, 110, C07022, doi: 10.1029/2004JC002510.
- Killworth, P. T. (1983) Deep convection in the World Ocean. *Reviews of Geophysics*, 21, 1-26.
- Klatt, O., O. Boebel und E. Fahrbach (2007) A Profiling Float's Sense of Ice. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 1301-1308.

- Köhl, A. (2007) Generation and stability of a quasi-permanent vortex in the Lofoten Basin. *Journal of Physical Oceanography*, 37, 2637-2651.
- Köllner (2010) Monitoring der Grönlandsee-Hydrographie mit Hilfe autonomer profilierender Floats. Bachelor Thesis, Universität Hamburg.
- Kubota, M., A. Kano, H. Muramatsu und H. Tomita (2003) Intercomparison of various surface latent heat flux fields. *Journal of Climate*, 16, 670-678.
- Kuhlbrodt, T., A. Griesel, M. Montoya, A. Levermann, M. Hofmann und S. Rahmstorf (2007) On the driving processes of the Atlantic Meridional Overturning Circulation. *Reviews of Geophysics*, 45, 32 pp.
- Latarius, K. und D. Quadfasel (2010). Seasonal to inter-annual variability of temperature and salinity in the Greenland Sea Gyre: heat and freshwater budgets. *Tellus*, 62A, 497-515, doi: 10.1111/j.1600-0870.2010.00453.x.
- Lherminier, P., J.-C. Gascard und D. Quadfasel (1999) The Greenland Sea in Winter 1993 and 1994: preconditioning for deep convection. *Deep-Sea Research, Part II* 46, 1199-1235.
- Lorbacher, K., D. Dommenges, P. P. Niiler und A. Köhl (2006). Ocean mixed layer depth: a subsurface proxy of ocean-atmosphere variability. *Journal of Geophysical Research*, 111, doi: 10.1029/2003JC002157.
- Lumpkin, R. und K. Speer (2003) Large-scale vertical and horizontal circulation in the North Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 33, 1902-1920.
- Marshall, J. und F. Schott (1999) Open-Ocean Convection: Observations, theory, and models. *Reviews of Geophysics*, 37, 1, 1-64.
- Mauritzen, C. (1996) Production of dense overflow waters feeding the North Atlantic across the Greenland-Scotland Ridge. Part 1: Evidence for a revised circulation scheme, *Deep-Sea Research, Part I*, 43, 769-806.
- McCartney, M. S., H. Bezdek und R. G. Curry (1997) The interdecadal warming and cooling of the Labrador Sea Water. *ACCP Notes*, IV, 1 (The Newsletter of the Atlantic Climate Change Programm).
- Meinke, J., B. Rudel und H. J. Friedrich (1997). The Arctic Ocean – Nordic Seas thermohaline system. *ICES Journal of Marine Science*, 54, 283-299.
- Molteni, F., T. N. Buizza und T. Petriliadis (1996) The ECMWF ensemble prediction system: methodology and validation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 122, 73-119.
- Moore, G. W. K. und I. A. Renfrew (2002) An assessment of the surface turbulent heat fluxes from the NCEP-NCAR reanalysis over the Western Boundary Currents. *Journal of Climate*, 15, 2020-2037.
- Müller-Michaelis, A. (2008) Regional heat and freshwater balances of the oceanic surface mixed layer derived from Argo float and air-sea flux data. Diplomarbeit im Fach Ozeanographie, Institut für Meereskunde, Universität Hamburg.
- Nansen, F. (1906) Northern waters. Captain Roald Amundsen's oceanographic observations in the Arctic Seas in 1901. *Vidensk. Selsk. Skr. I. Mathematisk-Natur. Klasse*, Christiania, j. Dybwad, 145 pp.
- Nilsen, J. E. und E. Falck (2006) Variations of mixed layer properties in the Norwegian Sea for the period 1948 - 1999. *Progress in Oceanography*, 70, 1, 58-90, DOI: 10.1016/j.pocean.2006.03.014.
- Nilsen, J. E. Ø. und F. Nilsen (2007) The Atlantic water flow along the Vøring Plateau: detecting frontal structures in oceanic station time series. *Deep-Sea Research, Part I* 54, 297-319.
- Nøst, O. A. und P. E. Isachsen (2003) The large-scale time-mean ocean circulation in the Nordic Seas and Arctic Ocean estimated from simplified dynamics. *Journal of Marine Research*, 61, 175-210.

- Østrem, A. K. (2003). Areal- og volumberegninger for De nordiske hav. Report R10, Report Series of the Bjerknes Centre for Climate Research, ISSN 1503-8734.
- Oliver, K. I. und K. Heywood (2003) Heat and freshwater fluxes through the Nordic Seas. *Journal of Physical Oceanography*, 33, 1009-1026.
- Peterson, B. J., J. McClelland, R. Curry, R. M. Holmes, J. E. Walsh und K. Aagaard (2006) Trajectory shift in the Arctic and subarctic freshwater cycle. *Science*, 313, 1061-1066.
- Quadfasel, D., J.-C. Gascard und K.-P. Koltermann (1987) Large-scale oceanography in Fram Strait during the 1984 Marginal Ice Zone Experiment. *Journal of Geophysical Research*, 92, 6719-6728.
- Quadfasel, D. und R. Käse (2007) Present-day manifestation of the Nordic Seas Overflows. In: *Ocean Circulation: Mechanisms and Impacts*, Vol. 173, Geophysical Monography Series, AGU, Washington D.C., 75-89.
- Rahmstorf (2002) Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. *Nature*, 419, 207-214.
- Renfrew, I. A., G. W. K. Moore, P. S. Giest und K. Bunke (2002) A Comparison of Surface Layer and Surface Turbulent Flux Observations over the Labrador Sea with ECMWF Analyses and NCEP Reanalyses, *Journal of Physical Oceanography*, 32, 383-400.
- Roemmich, D. und W. B. Owens (2000) The Argo-Project: Global ocean observations for understanding and prediction of climate variability. *Oceanography*, 23, 45-50.
- Romanova, V., A. Köhl, D. Stammer, C. Klepp, A. Anderson und S. Bakan (2010) Sea surface freshwater flux estimates from GECCO, HOAPS and NCEP. *Tellus A*, doi: 10.1111/j.1600-0870.2010.00447.x.
- Ronski, S. und G. Budéus (2005) Time series of winter convection in the Greenland Sea. *Journal of Geophysical Research*, 110, C04015, doi: 10.1029/2004JC002318, 11p.
- Rossby, T., M. D. Prater und H. Søliland (2009) Pathways of inflow and dispersion of warm waters in the Nordic Seas. *Journal of Geophysical Research*, 114, doi:10.1029/2008JC005073.
- Rudels, B. (1986) The Θ -S relations in the northern seas: implications for the deep circulation. *Polar Research*, 4, 133-159.
- Rudels, B. (1990) Haline convection in the Greenland Sea. *Deep-Sea Research*, 37, 9, 1491-1511.
- Rudels, B. (1995) The thermohaline circulation of the Arctic Ocean and the Greenland Sea. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A*, 352, 287-299.
- Rudels, B. (2009) Arctic Ocean circulation. In: *Encyclopedia of Ocean Science*, 2. Ausgabe, J. H. Steele, K. K. Turekian und S. A. Thorpe (Hrsg.), Academic Press, San Diego, 211-225.
- Rudels, B., D. Quadfasel, H. Friedrich und M.-N. Houssais (1989) Greenland Sea convection the in winter of 1987 - 1988. *Journal of Geophysical Research*, 94, 3223-3227.
- Rudels, B. und D. Quadfasel (1991) Convection and deep water formation in the Arctic Ocean – Greenland Seas System, *Journal of Marine Systems*, 2, 435-450.
- Rudels, B., L. G. Anderson, E. P. Jones und G. Kattner (1994) On the intermediate depth waters of the Arctic Ocean. In: *The Role of Polar Ocean in Shaping the Global Climate*, O. M. Johannessen, R. D. Muench und J. E. Overland (Hrsg.), American Geophysical Union, Washington D. C., 33-46.
- Rudels, B., H. J. Friedrich und D. Quadfasel (1999) The Arctic circumpolar boundary current. *Deep-Sea Research, Part II*, 46, 1023-1062.

- Rudels, B., E. Fahrbach, J. Meincke, G. Budéus und P. Eriksson (2002) The East Greenland Current and its contribution to the Denmark Strait overflow. *ICES Journal of Marine Science*, 59, pp. 1133-1154.
- Rudels, B., G. Björk, J. Nilsson, D. Winsor, I. Lake und C. Nohr (2005) The Interaction between waters from the Arctic Ocean and the Nordic Seas north of Fram Strait and along the East Greenland Current: results from the Arctic Ocean-O2 Oden expedition. *Journal of Marine Systems*, 55, 1-30, doi: 10.1016/j.jmarsys.2004.06.008.
- Rudels, B., M. Korhonen, G. Budéus, A. Beszczynska-Möller, U. Schauer, A. Nummelin, D. Quadfasel und H. Valdimarsson (2012) The East Greenland Current and its impacts on the Nordic Seas observed trends in the past decade. *ICES Journal of Marine Science*, 69, 841-851.
- Sapiano, M. R. P. und P. A. Arkin (2008) An Intercomparison and Validation of High-Resolution Satellite Precipitation Estimates with 3-Hourly Gauge Data, *Journal of Hydrometeorology*, 10, 149-166.
- Schauer, U., H. Loeng, B. Rudels, V. K. Ozhingun und W. Dieck (2002) Atlantic Water flow through the Barents and Kara Seas. *Deep-Sea Research, Part I*, 49, 12, 2281-2298.
- Schlosser, P., G. Bönisch, M. Rhein und R. Bayer (1991) Reduction of deep water formation in the Greenland Sea during the 1980s: Evidence from tracer data. *Science*, 251, 1054-1056.
- Schmitz, W. J. Jr. und M. S. McCartney (1993) On the North Atlantic Circulation. *Reviews of Geophysics*, 31,1, 29-49.
- Schott, F., M. Visbeck und J. Fischer (1993) Observations of vertical currents and convection in the central Greenland Sea during the winter of 1988-1989. *Journal of Geophysical Research*, 98, 14401-14421.
- Segnan, O. H., T. Furevik und A. D. Jenkins (2011) Heat and freshwater budgets of the Nordic Seas computed from atmospheric reanalysis and ocean observations. *Journal of Geophysical Research*, 116, C11003, doi: 10.1029/2011JC006939.
- Send, U. und J. Marshall (1995) Integral effect of deep convection. *Journal of Physical Oceanography* 25, 855-872.
- Serreze, M. C., A. Barrett und F. Lo (2005) Northern high latitude precipitation as depicted by atmospheric reanalyses and satellite retrievals. *Monthly Weather Review*, 133, 3407-3430.
- Shiklomanov, I., Shiklomanov, A., Lammers, R., Teterson, B. und C. Vorosmarty (2000) The dynamics of river water inflow to the Arctic Ocean. In: *The Freshwater Budget of the Arctic Ocean*. Lewis, E. L., Jones, E. P., Lemke, P., Prowse, T. D. and P. Wadhams (Hrsg.), Springer, New York, 479-502.
- Simonsen, K. und P. M. Haugan (1996) Heat budgets of the Arctic Mediterranean and seas surface flux parameterizations for the Nordic Seas. *Journal of Geophysical Research*, 101, 6553-6576.
- Skagseth, Ø. und K. A. Mork (2012) Heat content in the Norwegian Sea, 1995 – 2010. *ICES Journal of Marine Science*, 69, 826-832.
- Smith, S. R., D. M. Legler und K. V. Verzone (2001) Quantifying uncertainties in NCEP reanalyses using high-quality research vessel observations. *Journal of Climate*, 14, 4062-4072.
- Spall, M. (2011) On the role of eddies und surface forcing in the heat transport and overturning circulation in marginal seas. *Journal of Climate*, 24, doi:10.1175/2011JCLI4130.1.
- Stouffer, R. J. , J. Yin, J. M. Gregory, K. W. Dixon, M. J. Spelman, W. Hurlin, A. J. Weaver, M. Eby, G. M. Flato, H. Hasumi, A. Hu, J. H. Jungclaus, I. V.

- Kamenkovich, A. Levermann, M. Montoya, S. Murakami, S. Nawrath, A. Oka, W. R. Peltier, D. Y. Robitaille, A. Sokolov, G. Vettoretti und S. L. Weber (2006) Investigating the causes of the response of the Thermohaline Circulation to past and future climate changes. *Journal of Climate*, 19, 1365-1379.
- Straneo, F. (2009) Why are the densest waters of the North Atlantic formed in the Nordic Seas? Vortrag, EGU 2009, ebookbrowse.com/straneo-egu09_pdf-d72991190.
- Sun, B., L. Yu und R. A. Weller (2003) Comparison of surface meteorology and turbulent heat fluxes over the Atlantic: MWP model analyses versus moored buoy observations. *Journal of Climate*, 16, 679-695.
- Tomita, H., M. Kubota, M. F. Cronin, S. Iwasaki, M. Konda und H. Ichikawa (2010) An assessment of surface heat fluxes from J-OFURO2 at the KEO/JKEO sites. *Journal of Geophysical Research*, 115, doi:10.1029/2009JC005545.
- Våge, K., R. S. Pickart, M.A. Spall, H. Valdimarsson, S. Jónsson, D. J. Torres, S. Østerhus und T. Eldevik (2011) Significant role of the North Icelandic Jet in the formation of Denmark Strait overflow water. *Nature Geoscience*, doi: 10.1038/NGEO1234.
- Våge, K., R. S. Pickart, G. W. K. Moore und M. H. Ribergaard (2008) Winter mixed layer development in the central Irminger Sea: The Effect of Strong, Intermittent Wind Events. *Journal of Physical Oceanography*, 38, 541-565, doi: 10.1175/2007JPO3678.1.
- van Aken (2007) *The Oceanic Thermohaline Circulation, An Introduction*, Springer, New York, 326 pp.
- Vellinga, M. (2005) Sensitivity of MOC to vertical distribution of freshwater perturbations. *ASOF Newsletter* 3, 18–20, [http:// asof.npolar.no/](http://asof.npolar.no/).
- Visbeck, M. (1993) Konvektion im offenen Ozean. Interpretation von Beobachtungen aus der Grönlandsee und dem westlichen Mittelmeer. Technischer Report, 237, Institut für Meereskunde, Kiel, 187 pp.
- Visbeck, M., J. Fischer und F. Schott (1995) Preconditioning the Greenland Sea for deep convection: Ice formation and ice drift. *Journal of Geophysical Research*, 100, 18489-18502.
- Voet, G., D. Quadfasel, K.A. Mork und H. Søliland (2010) The mid-depth circulation of the Nordic Seas derived from profiling float observations. *Tellus* 62A, 516-529, doi: 10.1111/j.1600-0870.2010.00444.x.
- Walsh, J. E. und D. H. Portis (1999) Variations of precipitation and evaporation over the North Atlantic ocean, 1958 -1997. *Journal of Geophysical Research*, 104, D14, 16613-16631.
- Xie, P. und P. A. Arkin (1997) Global Precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 11, 2539-2558.
- Yu, L., R. A. Weller und B. Sun (2004) Mean and variability of the WHOI daily latent and sensible heat fluxes at in situ flux measurement sites in the Atlantic Ocean, *Journal of Climate*, 17, 2096-2117.
- Yu, L. und R. A. Weller (2007) Objectively analysed air-sea heat fluxes for the global ice-free oceans (1981-2005). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 527-539, doi: 10.1175/BAMS-88-4-527.

Eidesstattliche Versicherung Declaration on oath

Hiermit erkläre ich an Eides statt, dass ich die vorliegende Dissertationsschrift selbst verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt habe.

I hereby declare, on oath, that I have written the present dissertation by my own and have not used other than the acknowledged resources and aids.

Hamburg, den 4.12.2012

Anhang I

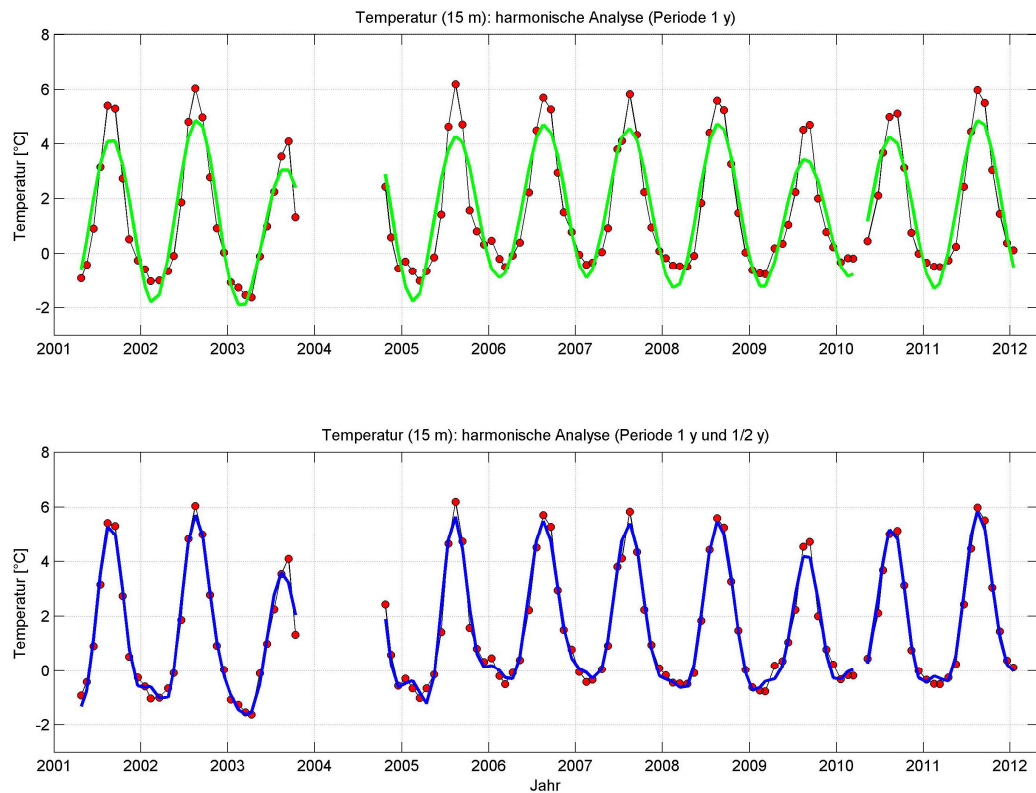
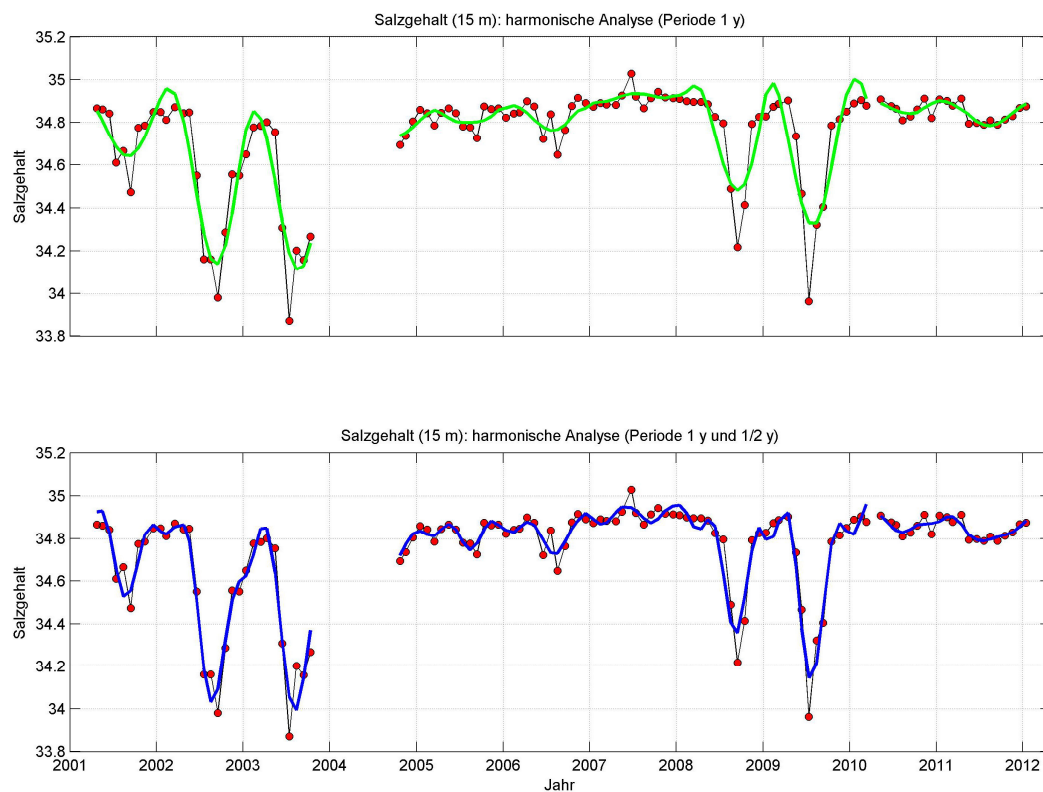


Abbildung I, 1: Darstellung der harmonischen Analyse beispielhaft für 15 m Tiefe; (oben) für die Temperatur, (unten) für den Salzgehalt. Schwarze Linien und rote Punkte zeigen die Originaldaten, grüne Linien harmonische Analyse mit Periode 1 Jahr, blaue Linien harmonische Analyse mit Periode 1 Jahr und $\frac{1}{2}$ Jahr.



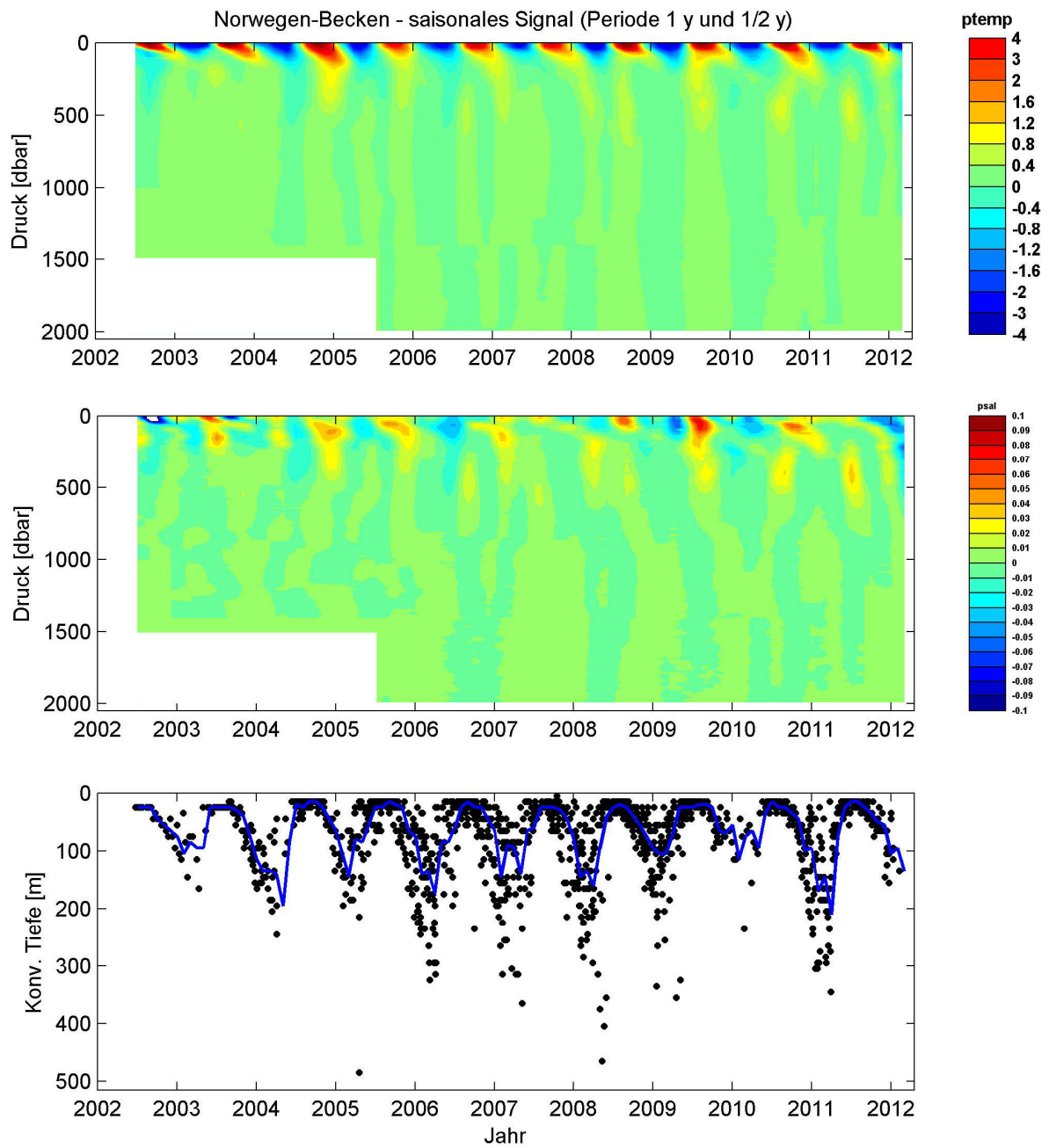


Abbildung I,2: Zeitserie des saisonalen Signals im NB für die Temperatur (oben) und den Salzgehalt (Mitte) von 0-2000 m, und die Deckschichttiefe (unten). Die Temperaturskala ist nichtlinear.

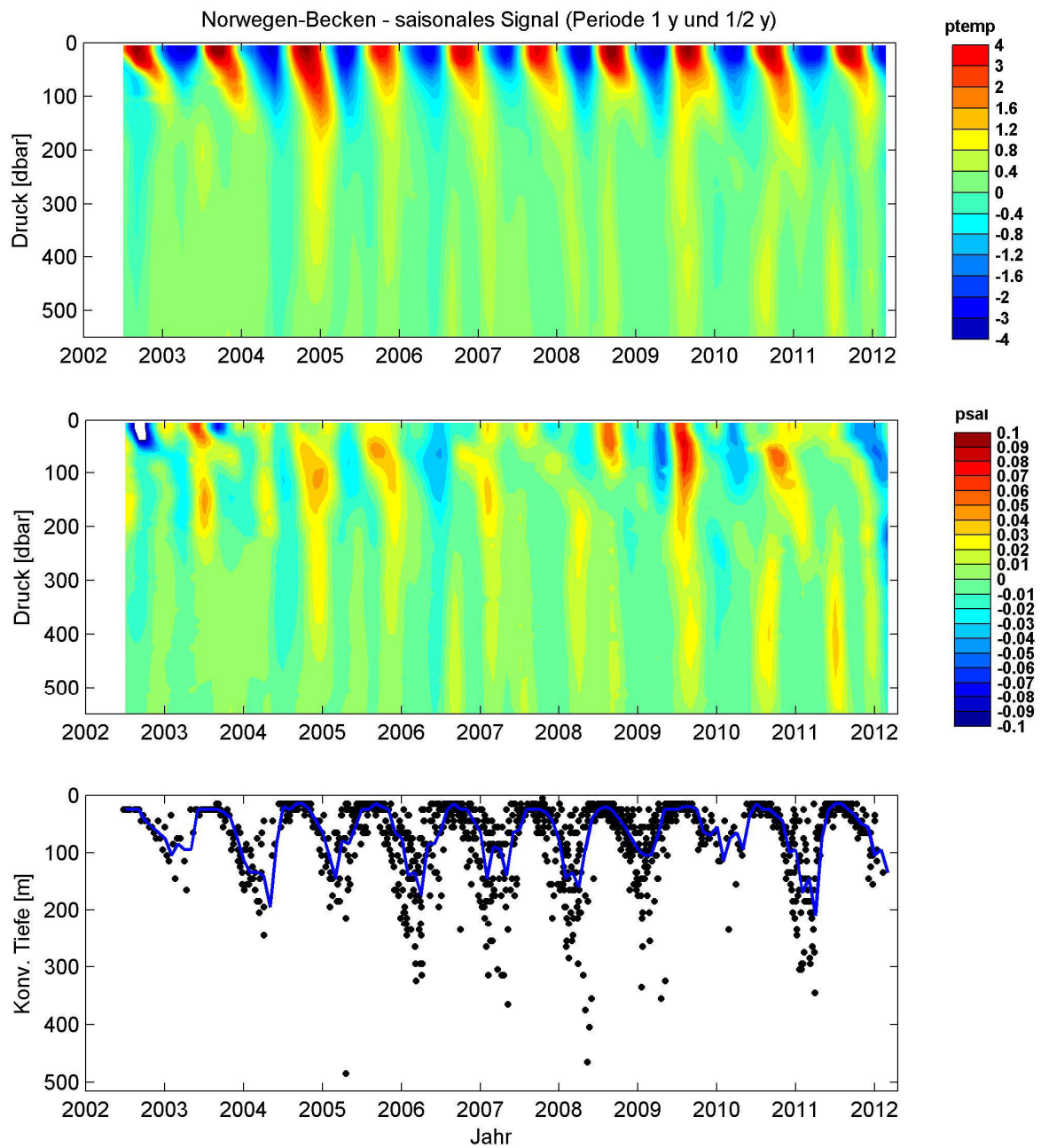


Abbildung I, 3: Zeitserie des saisonalen Signals im NB für die Temperatur (oben) und den Salzgehalt (Mitte) und die Deckschichttiefe (unten) von 0-500 m. Die Temperaturskala ist nichtlinear.

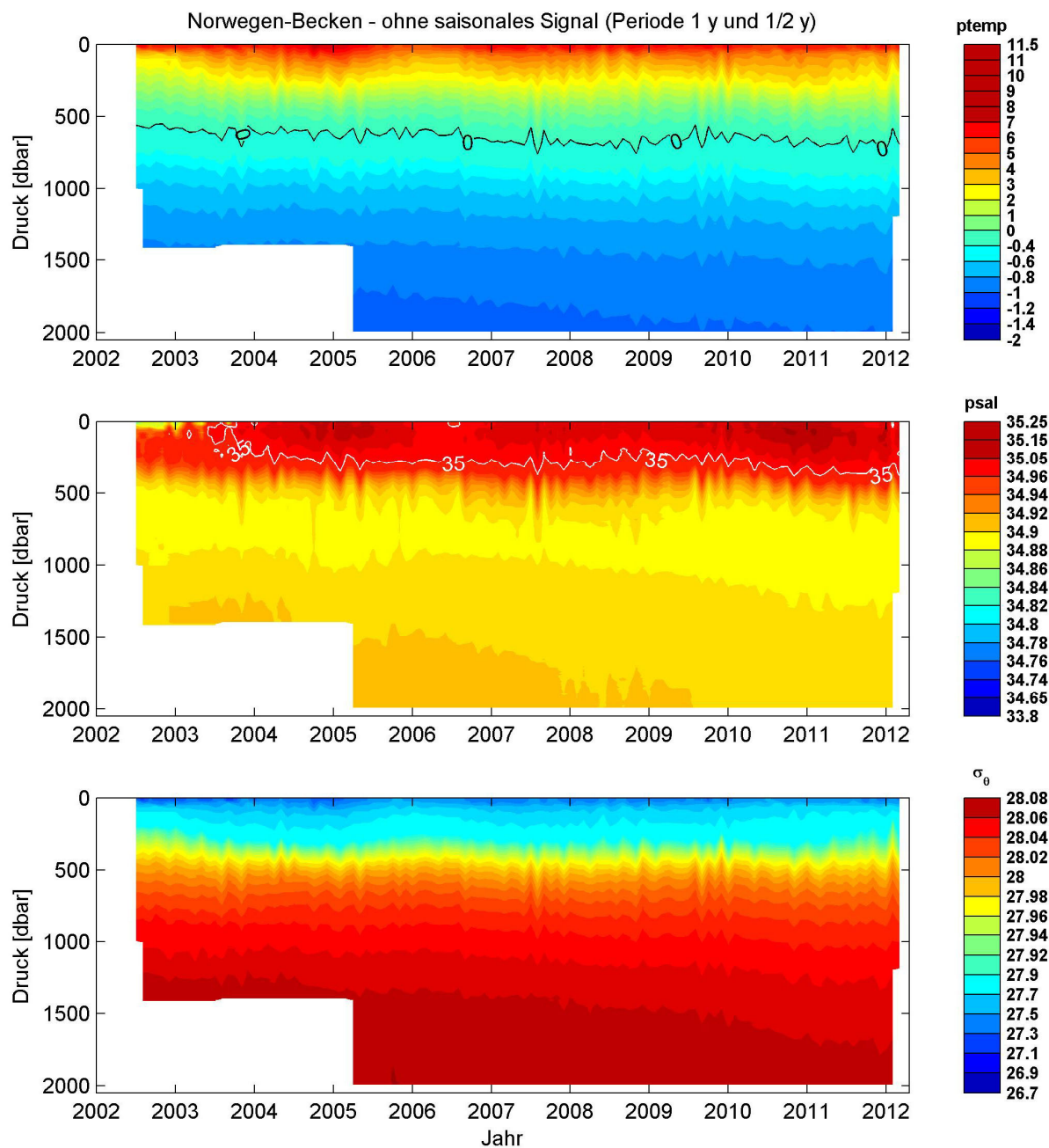


Abbildung I, 4: Zeitserie ohne saisonales Signals im NB für die Temperatur (oben) und den Salzgehalt (Mitte) und die Dichte (unten) von 0-2000 m. Alle Skalen ist nichtlinear.

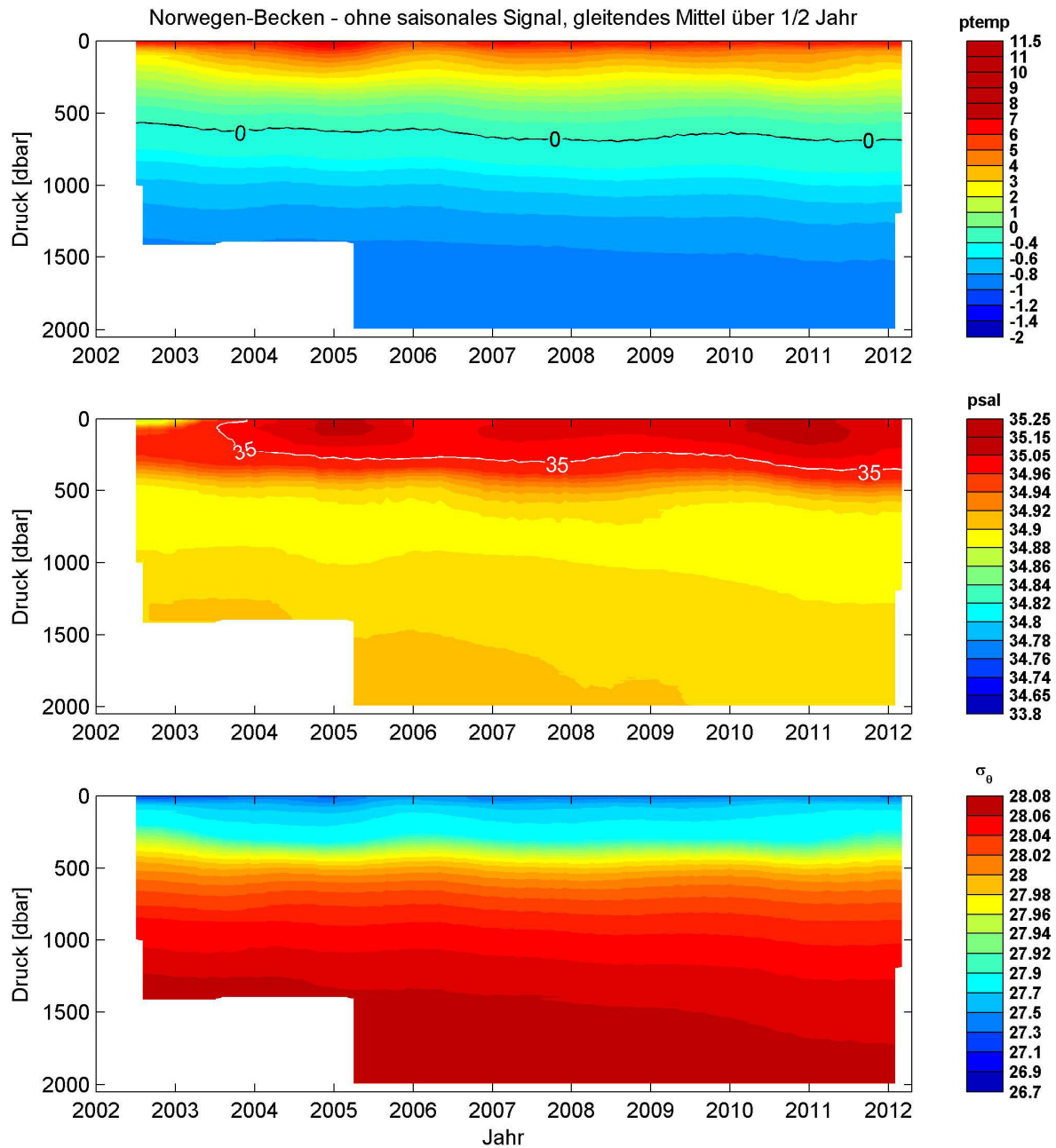


Abbildung I, 5: Zeitserie ohne saisonales Signals nach Glättung mit gleitendem Mittel über $\frac{1}{2}$ Jahr im NB für die Temperatur (oben) und den Salzgehalt (Mitte) und die Dichte (unten) von 0-2000 m. Alle Skalen sind nichtlinear.

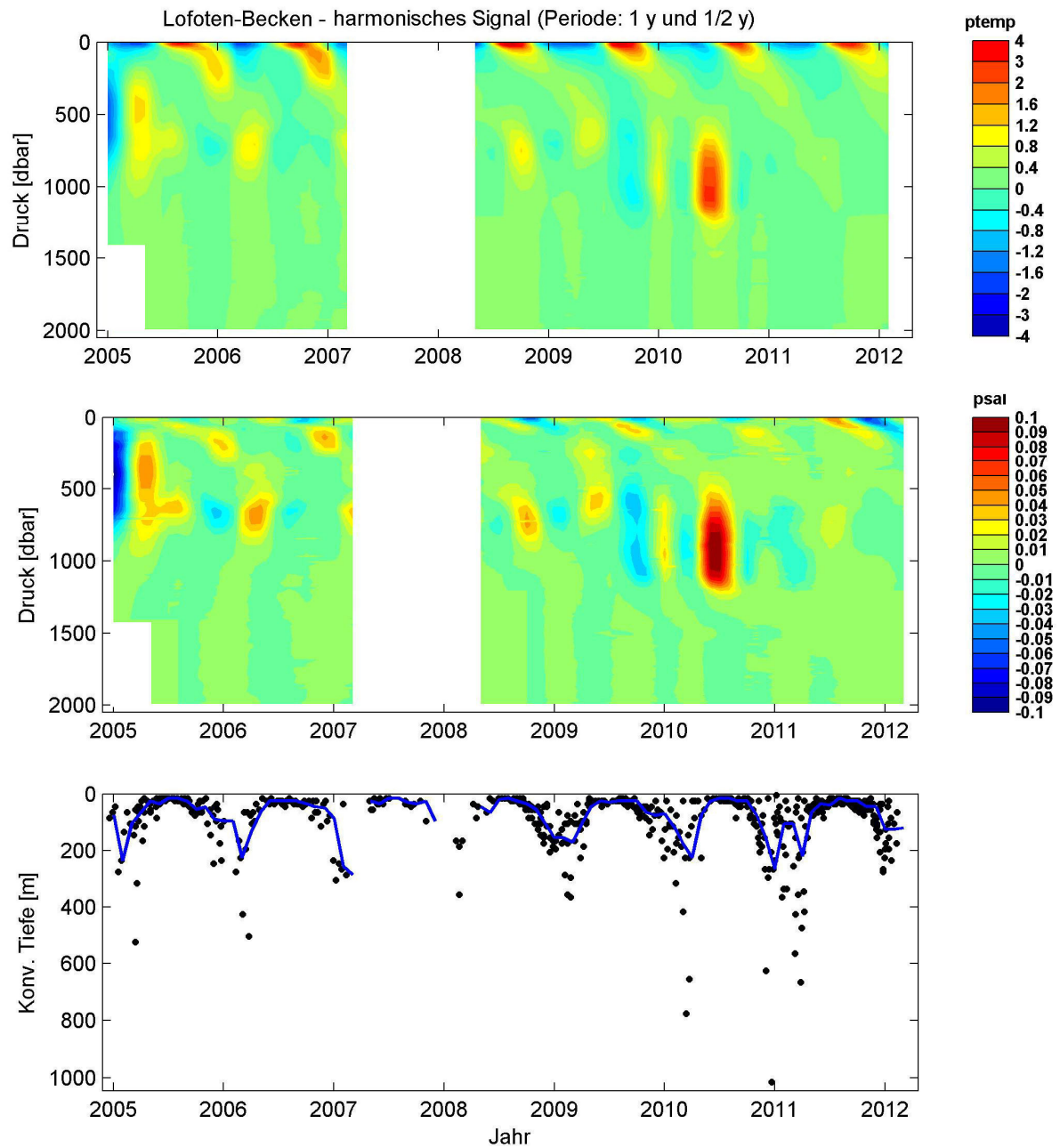


Abbildung I, 6: Zeitserie des saisonalen Signals im LB für die Temperatur (oben) und den Salzgehalt (Mitte) von 0-2000 m, und die Deckschichttiefe (unten). Die Temperaturskala ist nichtlinear.

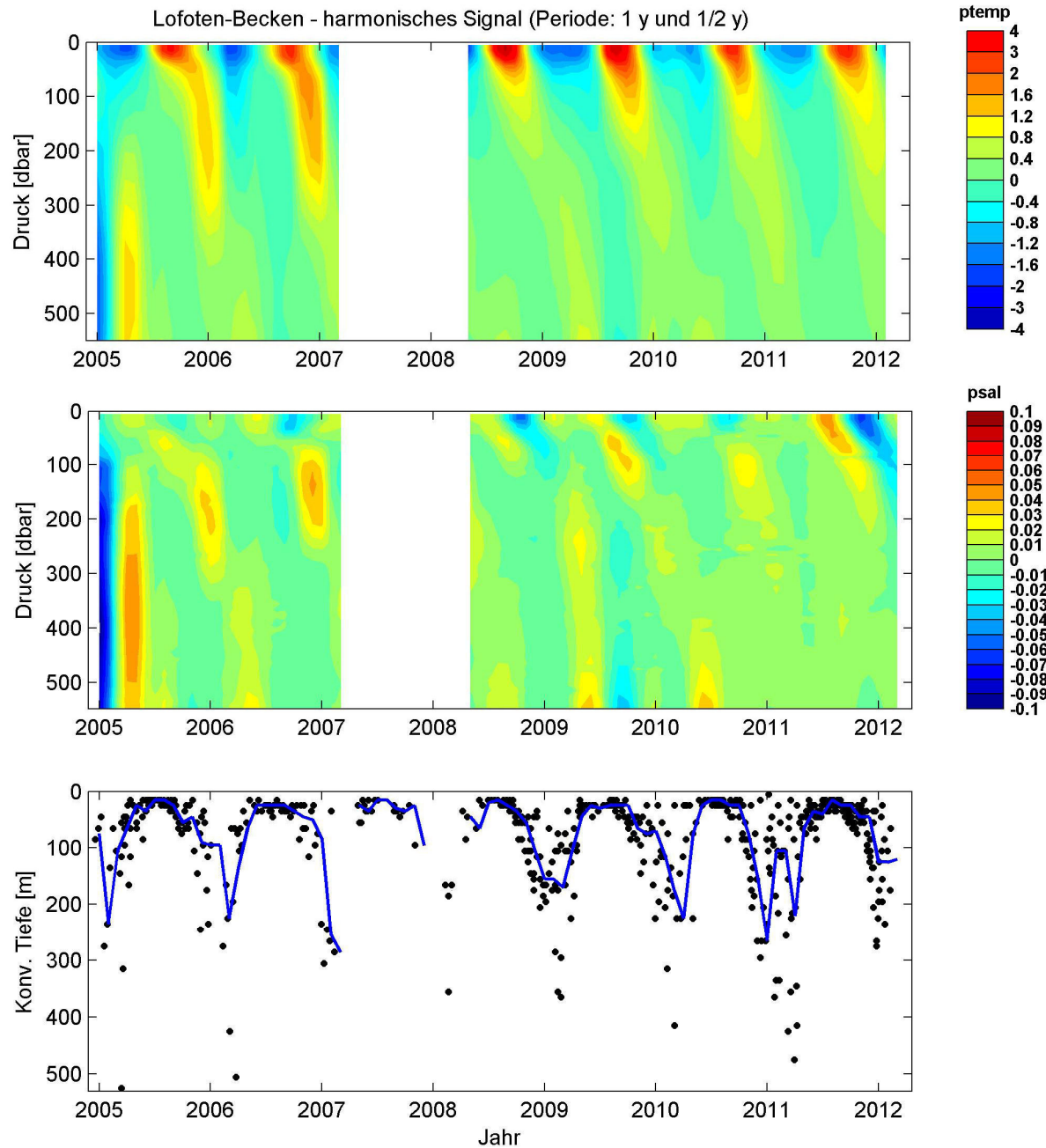


Abbildung I, 7: Zeitserie des saisonalen Signals im LB für die Temperatur (oben) und den Salzgehalt (Mitte) und die Deckschichttiefe (unten) von 0-500 m. Die Temperaturskala ist nichtlinear.

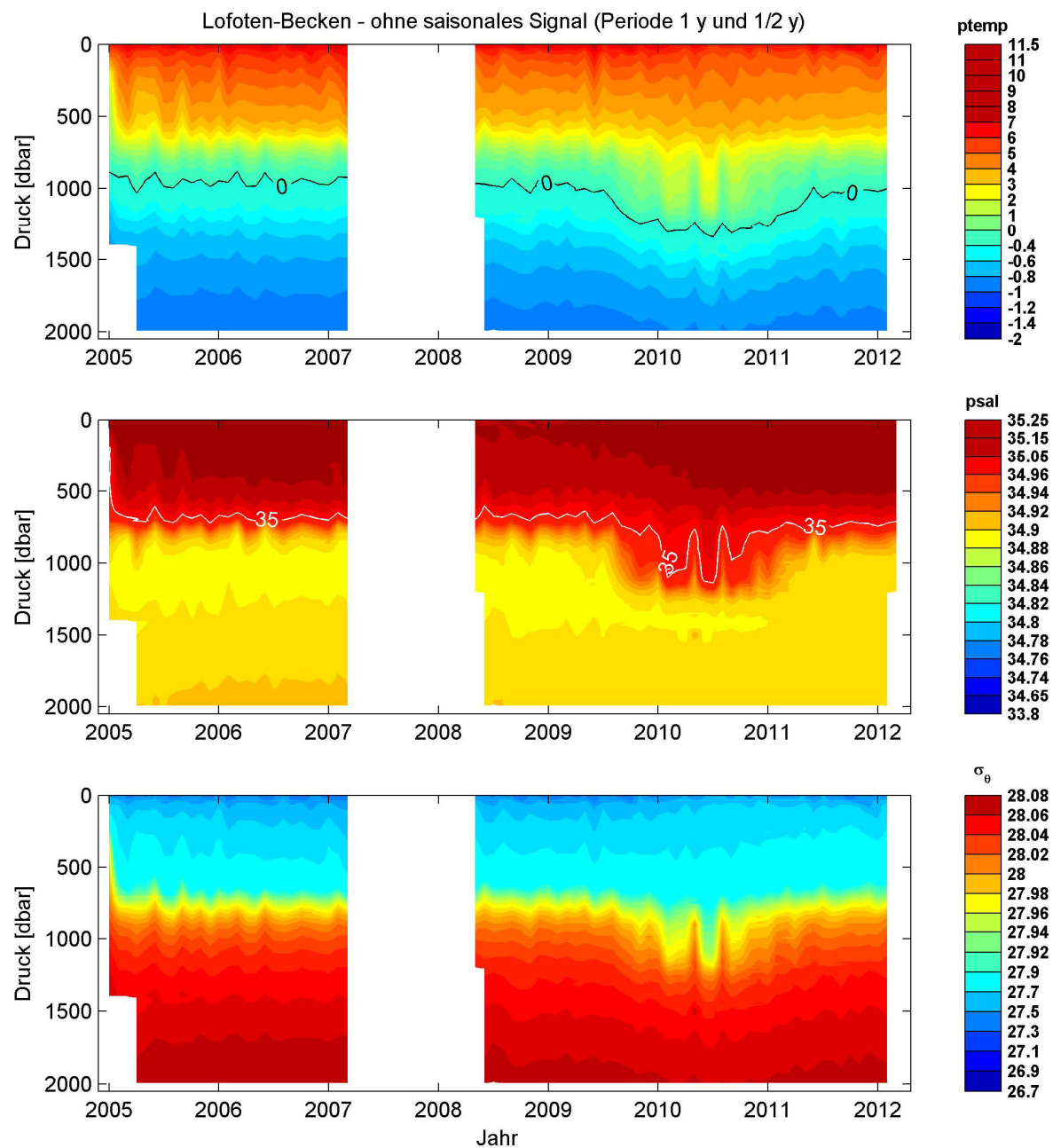


Abbildung I, 8: Zeitserie ohne saisonales Signals im LB für die Temperatur (oben) und den Salzgehalt (Mitte) und die Dichte (unten) von 0-2000 m. Alle Skalen ist nichtlinear.

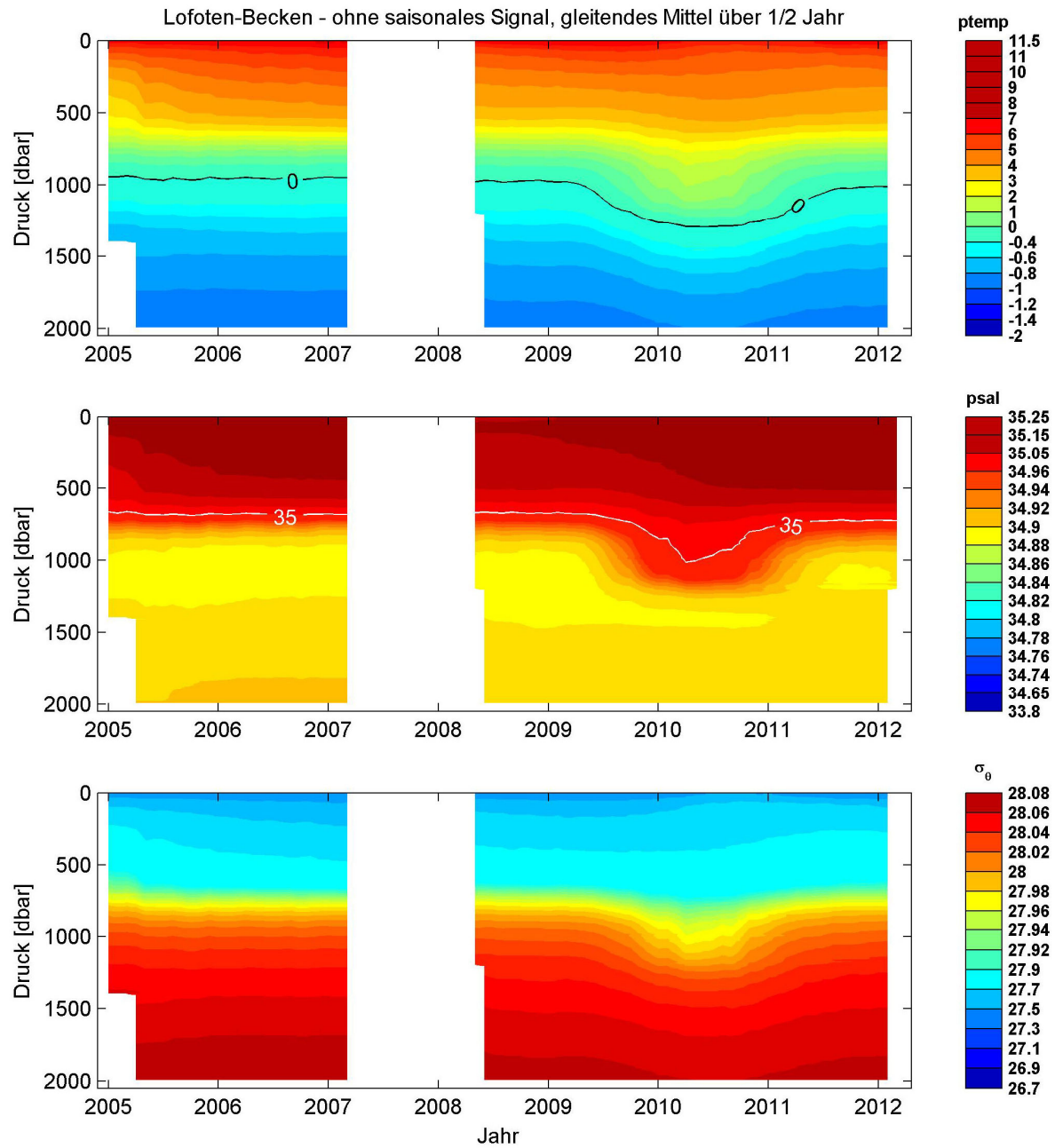


Abbildung I, 9: Zeitserie ohne saisonales Signals nach Glättung mit gleitendem Mittel über $\frac{1}{2}$ Jahr im LB für die Temperatur (oben) und den Salzgehalt (Mitte) und die Dichte (unten) von 0-2000 m. Alle Skalen sind nichtlinear.

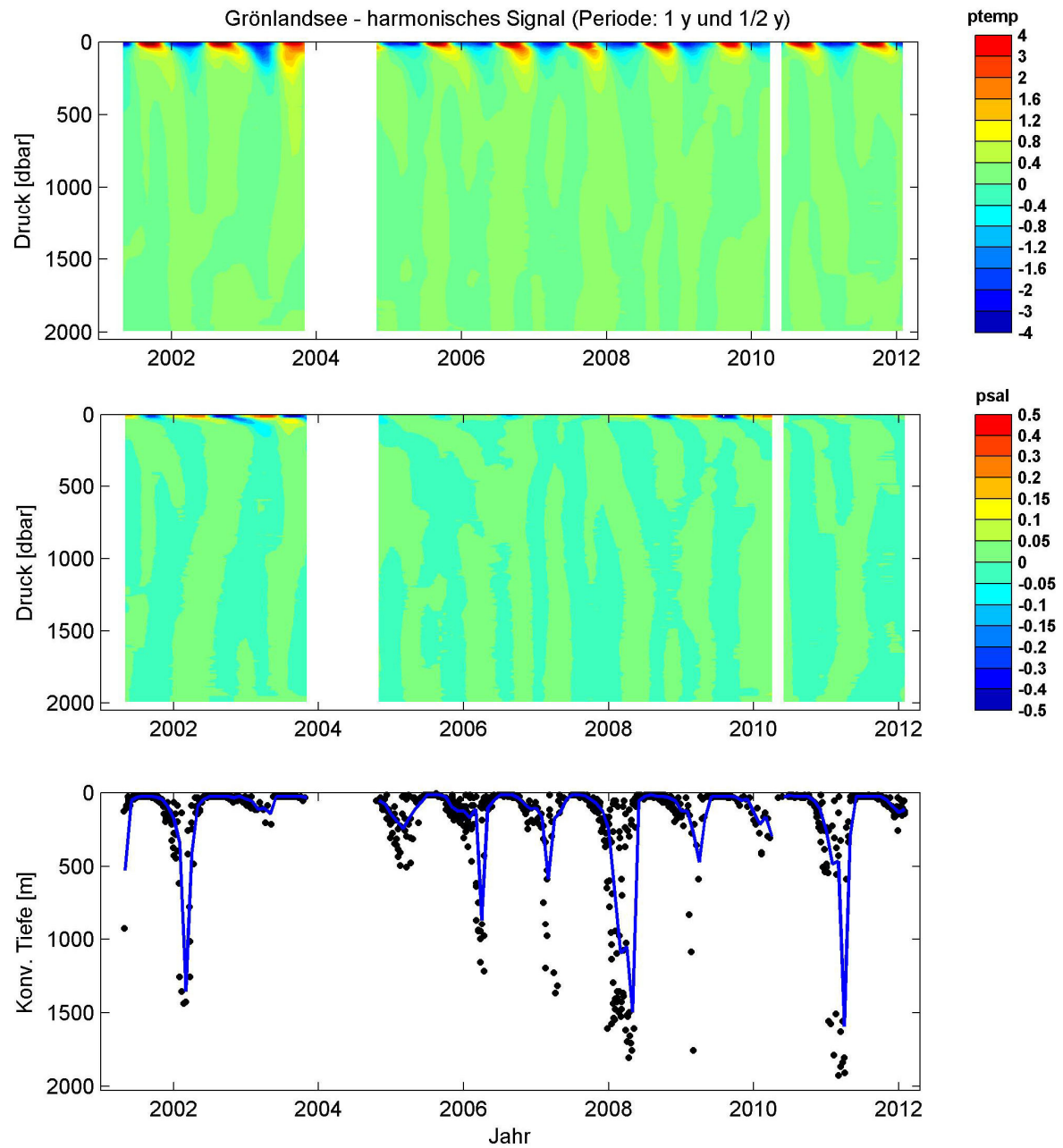


Abbildung I, 10: Zeitserie des saisonalen Signals im GS für die Temperatur (oben) und den Salzgehalt (Mitte) und die Konvektionstiefe (unten) von 0-2000 m. Die Temperatur- und Salzgehaltsskalen sind nichtlinear.

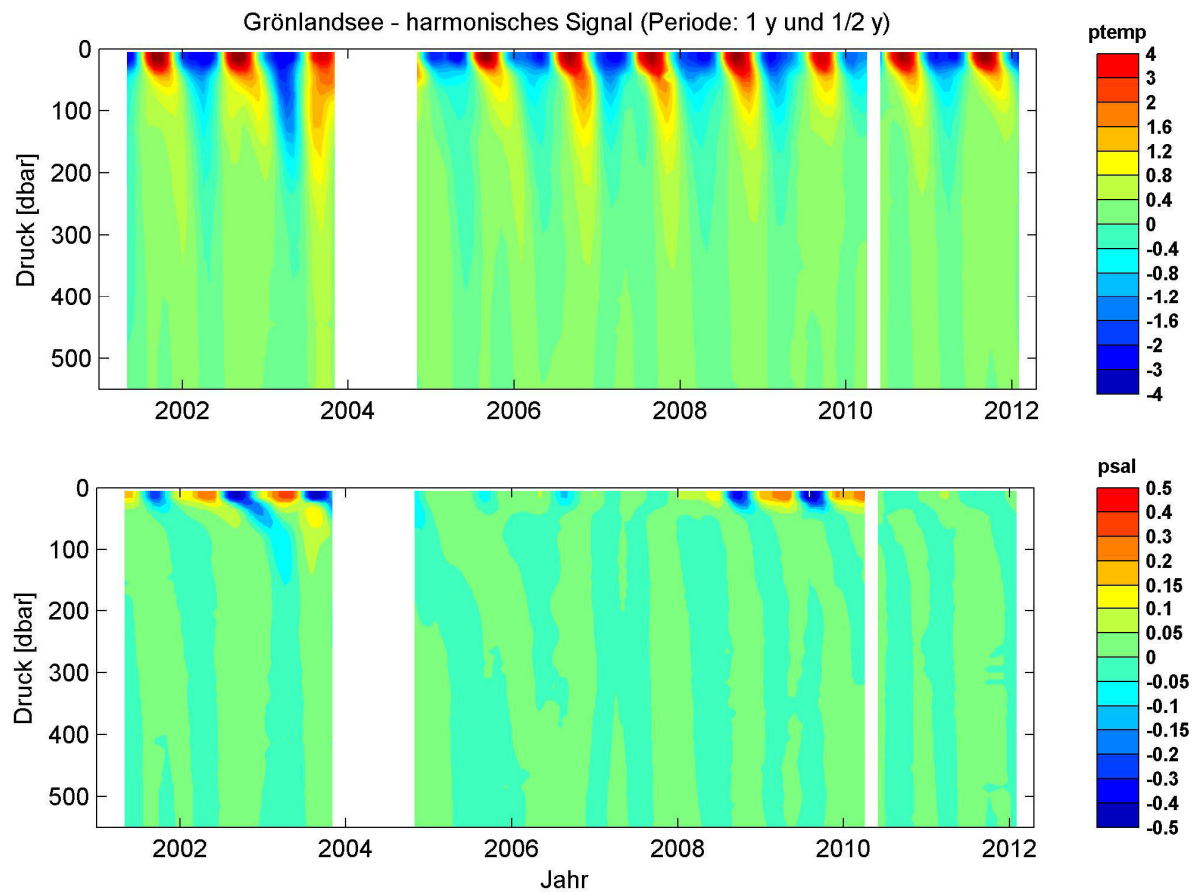


Abbildung I, 11: Zeitserie des saisonalen Signals im GS für die Temperatur (oben) und den Salzgehalt (unten) von 0-500 m. Die Temperatur- und Salzgehaltsskalen sind nichtlinear.

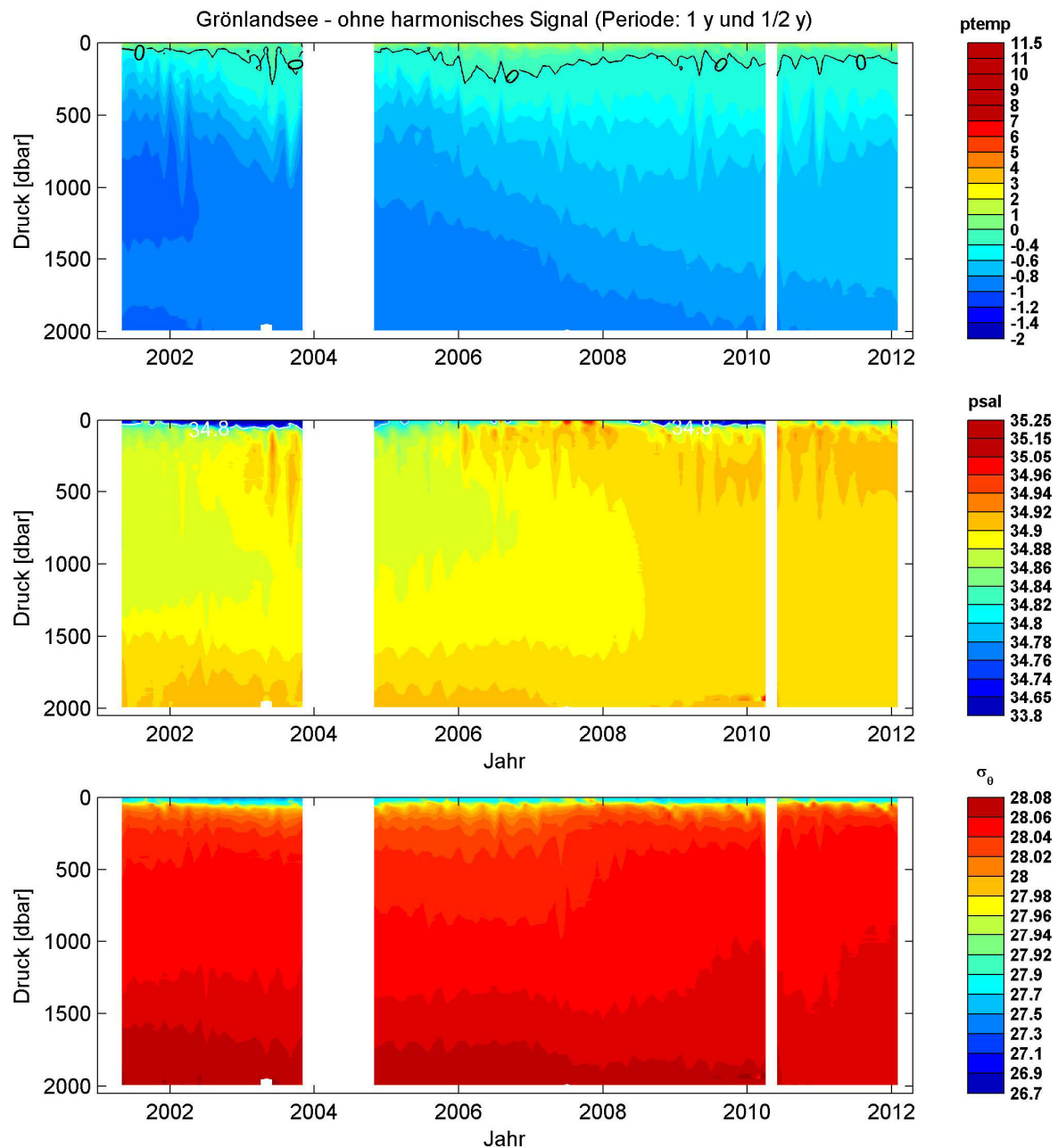


Abbildung I, 12: Zeitserie ohne saisonales Signals im GS für die Temperatur (oben) und den Salzgehalt (Mitte) und die Dichte (unten) von 0-2000 m. Alle Skalen sind nichtlinear.

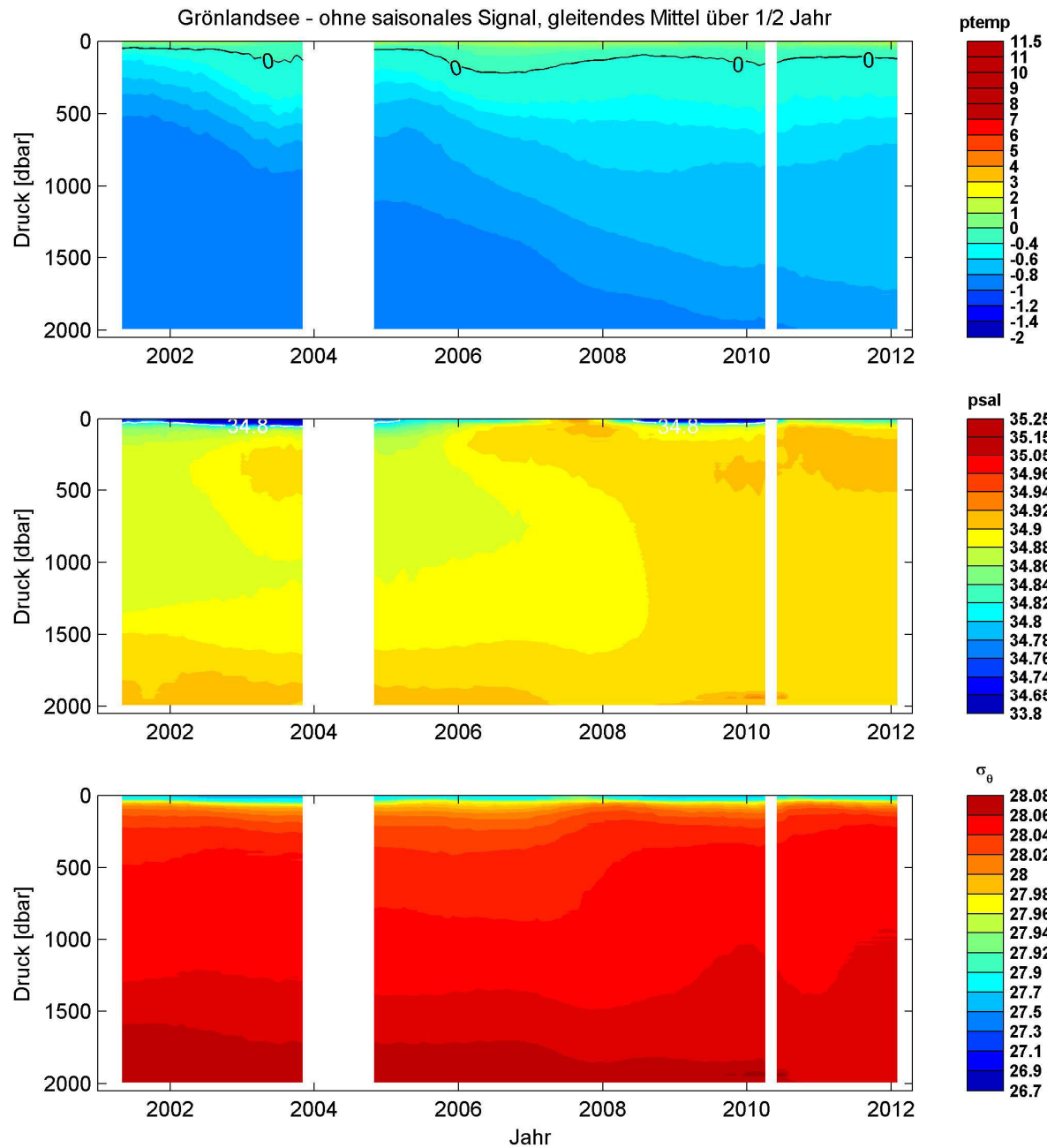


Abbildung I, 13: Zeitserie ohne saisonales Signals nach Glättung mit gleitendem Mittel über $\frac{1}{2}$ Jahr im GS für die Temperatur (oben) und den Salzgehalt (Mitte) und die Dichte (unten) von 0-2000 m. Alle Skalen sind nichtlinear.

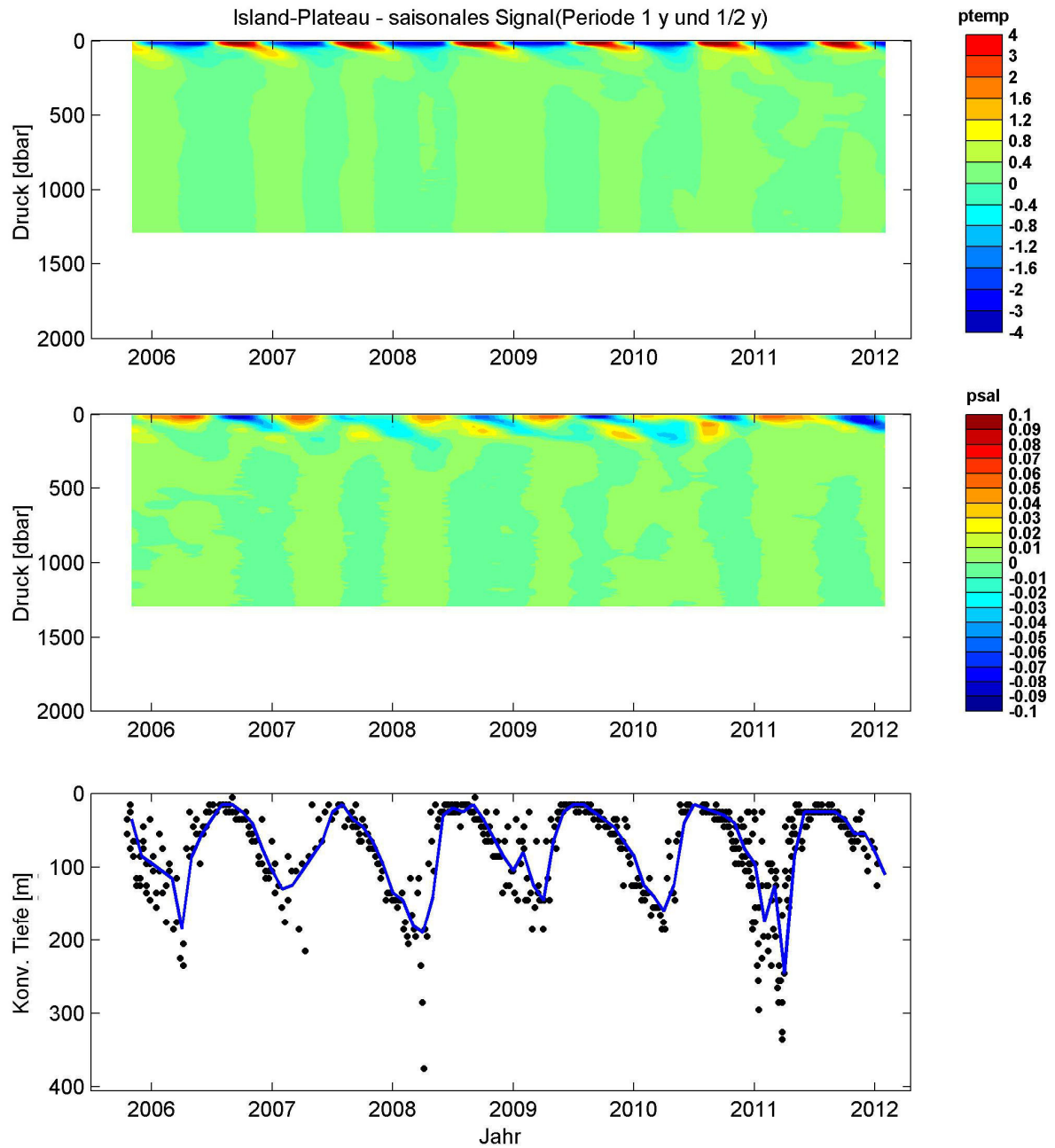


Abbildung I, 14: Zeitserie des saisonalen Signals auf dem IP für die Temperatur (oben) und den Salzgehalt (Mitte) von 0-2000 m, und die Deckschichttiefe (unten). Die Temperaturskala ist nichtlinear.

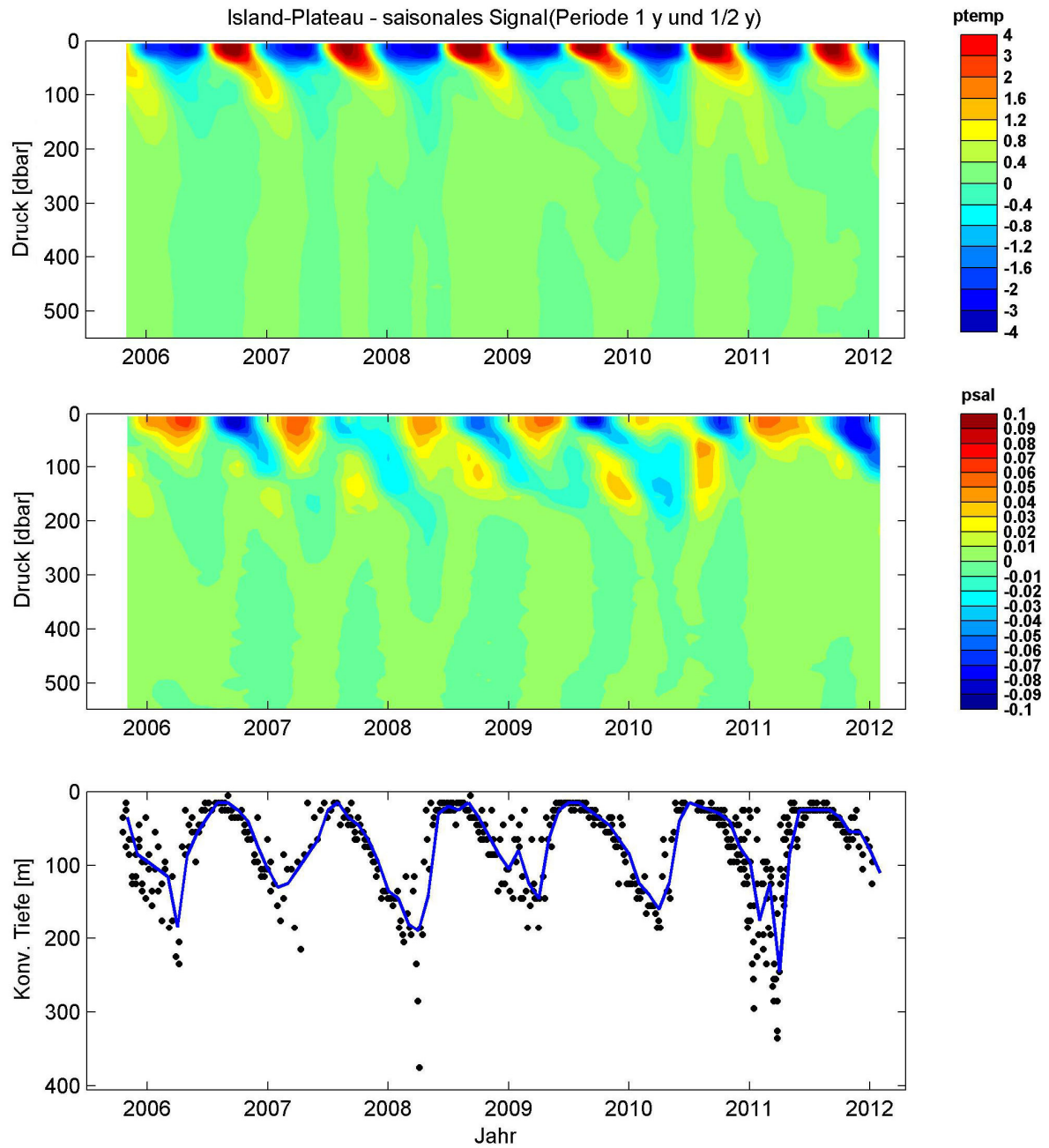


Abbildung I, 15: Zeitserie des saisonalen Signals auf dem IP für die Temperatur (oben) und den Salzgehalt (Mitte) von 0-500 m, und die Deckschichttiefe (unten). Die Temperaturskala ist nichtlinear.

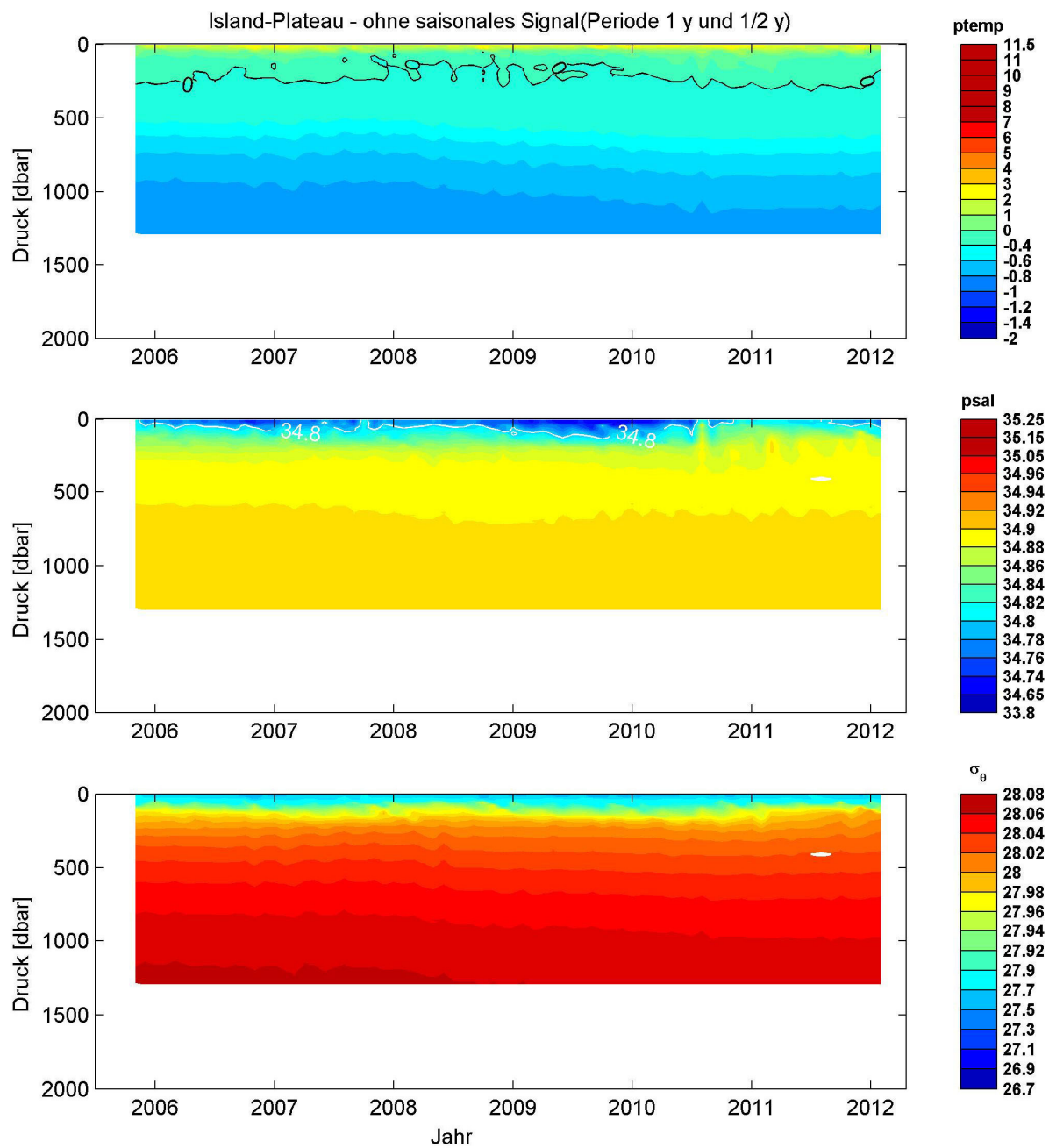


Abbildung I, 16: Zeitserie ohne saisonales Signals auf dem IP für die Temperatur (oben) und den Salzgehalt (Mitte) und die Dichte (unten) von 0-2000 m. Alle Skalen sind nichtlinear.

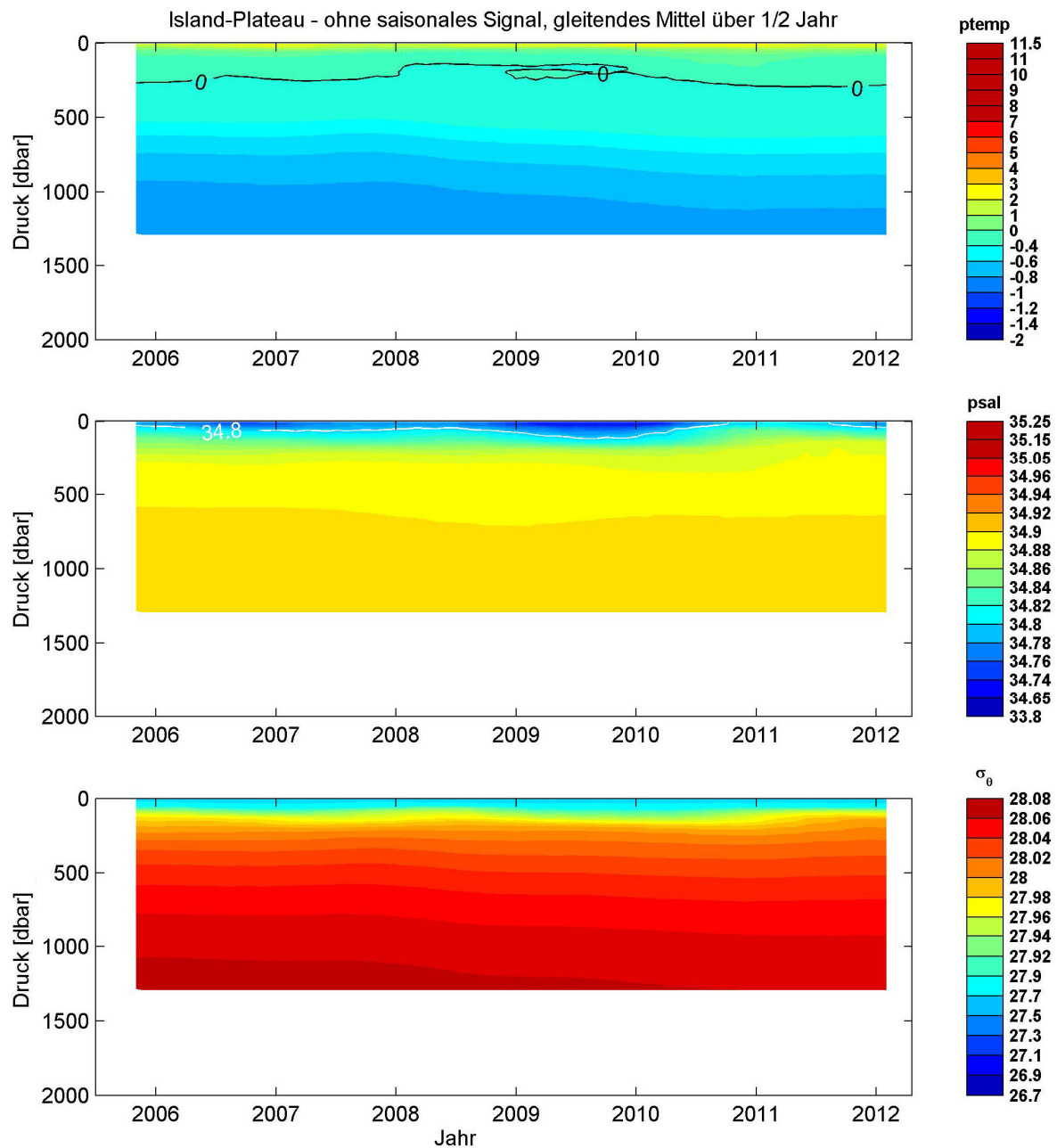


Abbildung I, 17: Zeitserie ohne saisonales Signals nach Glättung mit gleitendem Mittel über $\frac{1}{2}$ Jahr im GS für die Temperatur (oben) und den Salzgehalt (Mitte) und die Dichte (unten) von 0-2000 m. Alle Skalen sind nichtlinear.

Anhang II

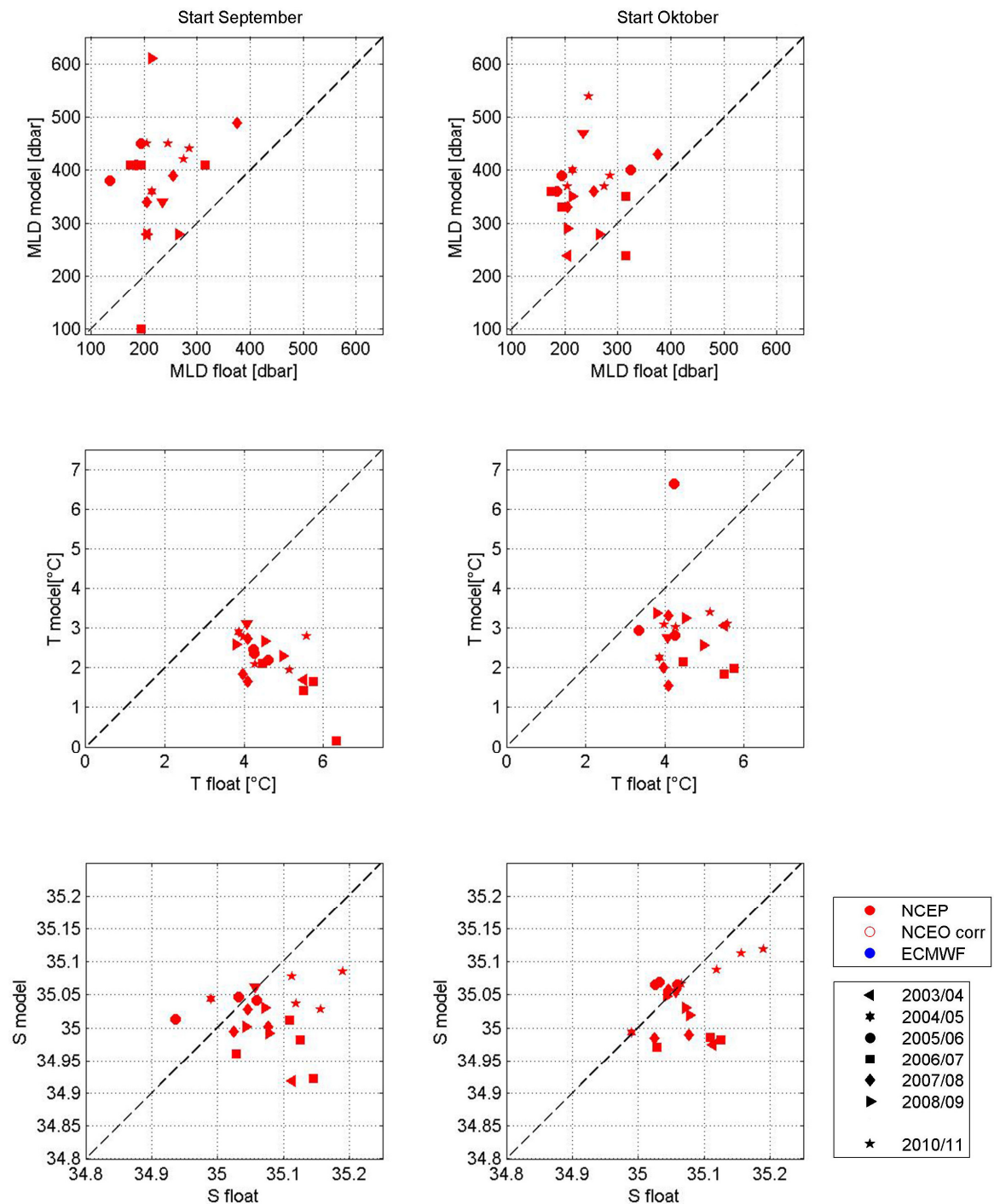


Abbildung II, 1: Darstellung des Vergleichs für das **NB** zwischen Modell-Ergebnissen und Float-Beobachtungen für **NCEP**-Wärme- und Süßwasserflüsse von (oben) der maximal während einer Abkühlungsphase erreichten ML-Tiefe (MLD) und der zur gleichen Zeit vorhandenen mittleren Temperatur (Mitte) und des mittleren Salzgehalts (unten) der ML. (Links) für die Fälle, in denen das Modell im September gestartet wurde, (rechts) im Oktober.

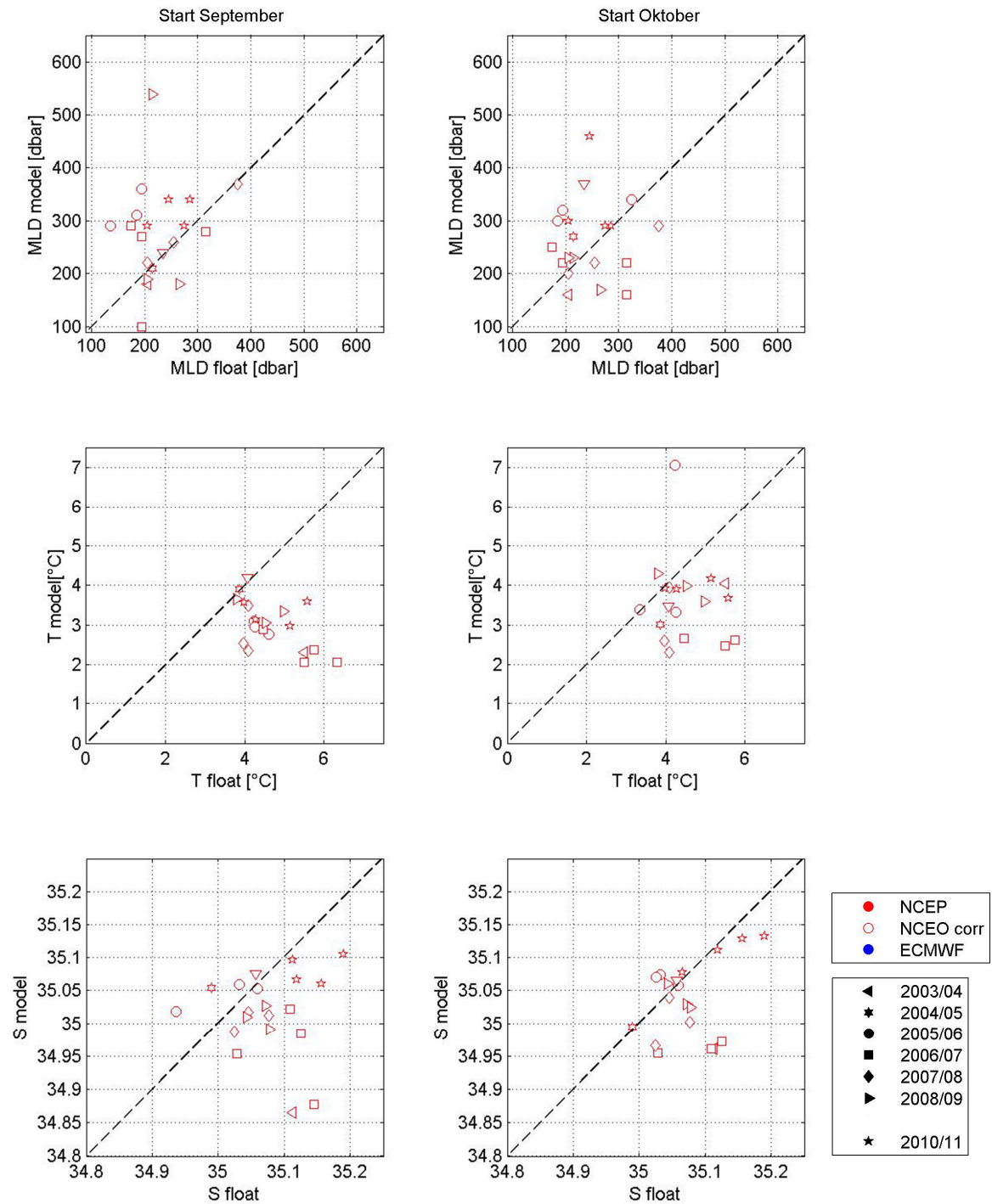


Abbildung II, 2: Darstellung des Vergleichs für das **NB** zwischen Modell-Ergebnissen und Float-Beobachtungen für **NCEP corr**-Wärme- und Süßwasserflüsse von (oben) der maximal während einer Abkühlungsphase erreichten ML-Tiefe (MLD) und der zur gleichen Zeit vorhandenen mittleren Temperatur (Mitte) und des mittleren Salzgehalts (unten) der ML. (Links) für die Fälle, in denen das Modell im September gestartet wurde, (rechts) im Oktober.

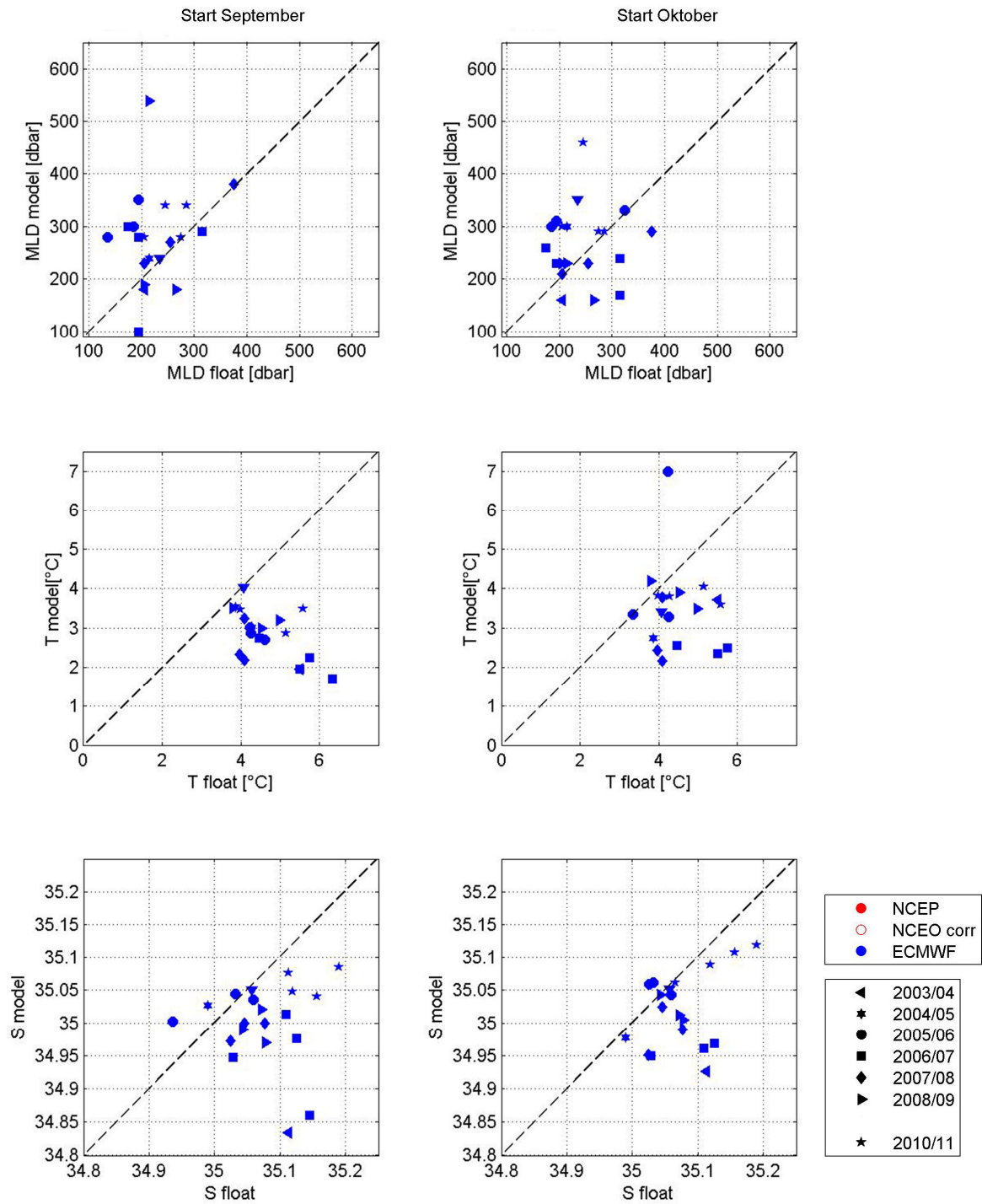


Abbildung II, 3: Darstellung des Vergleichs für das **NB** zwischen Modell-Ergebnissen und Float-Beobachtungen für **ECMWF**-Wärme- und Süßwasserflüsse von (oben) der maximal während einer Abkühlungsphase erreichten ML-Tiefe (MLD) und der zur gleichen Zeit vorhandenen mittleren Temperatur (Mitte) und des mittleren Salzgehalts (unten) der ML. (Links) für die Fälle, in denen das Modell im September gestartet wurde, (rechts) im Oktober.

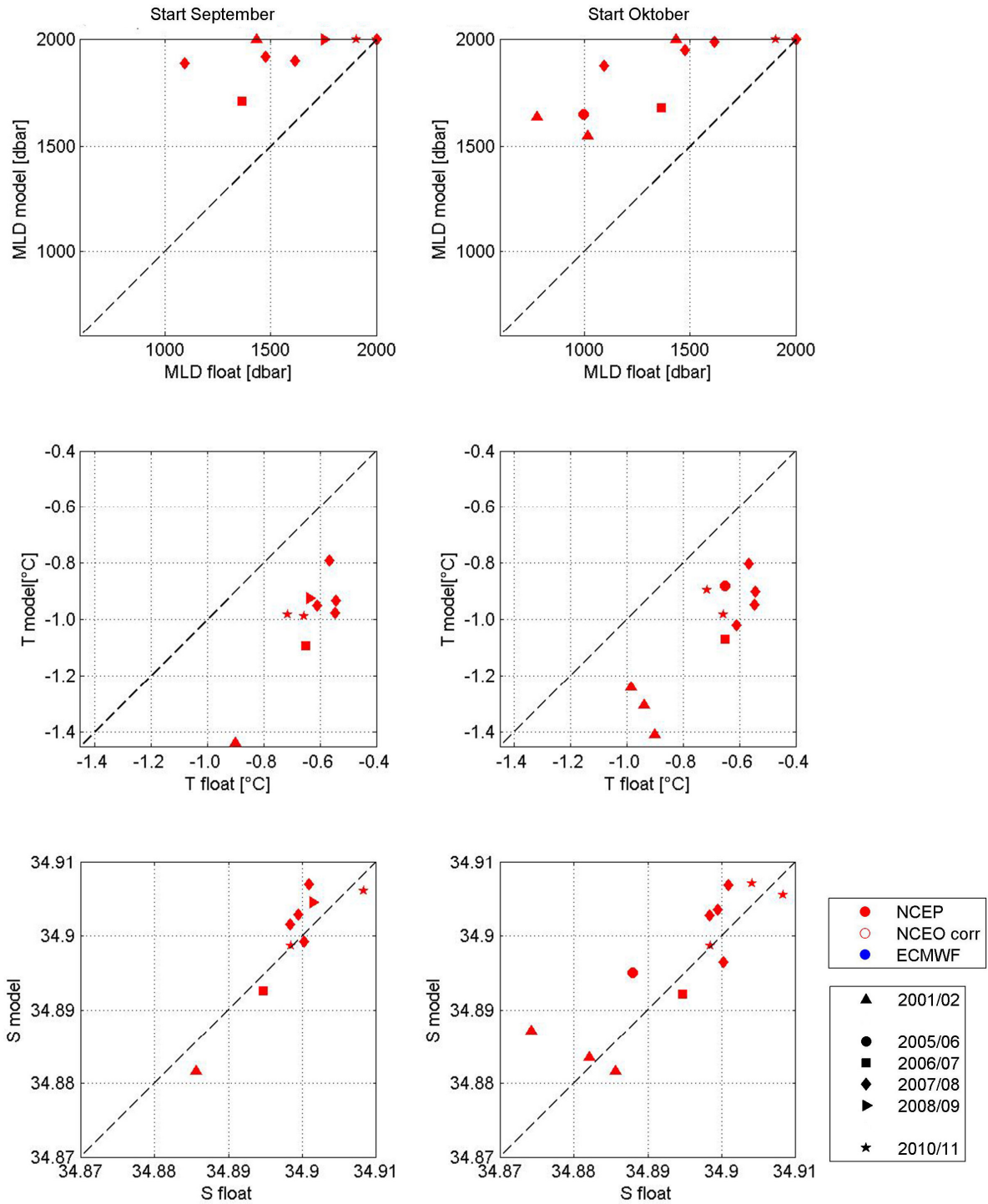


Abbildung II, 4: Darstellung des Vergleichs für das **GS** zwischen Modell-Ergebnissen und Float-Beobachtungen für **NCEP**-Wärme- und Süßwasserflüsse von (oben) der maximal während einer Abkühlungsphase erreichten ML-Tiefe (MLD) und der zur gleichen Zeit vorhandenen mittleren Temperatur (Mitte) und des mittleren Salzgehalts (unten) der ML. (Links) für die Fälle, in denen das Modell im September gestartet wurde, (rechts) im Oktober.

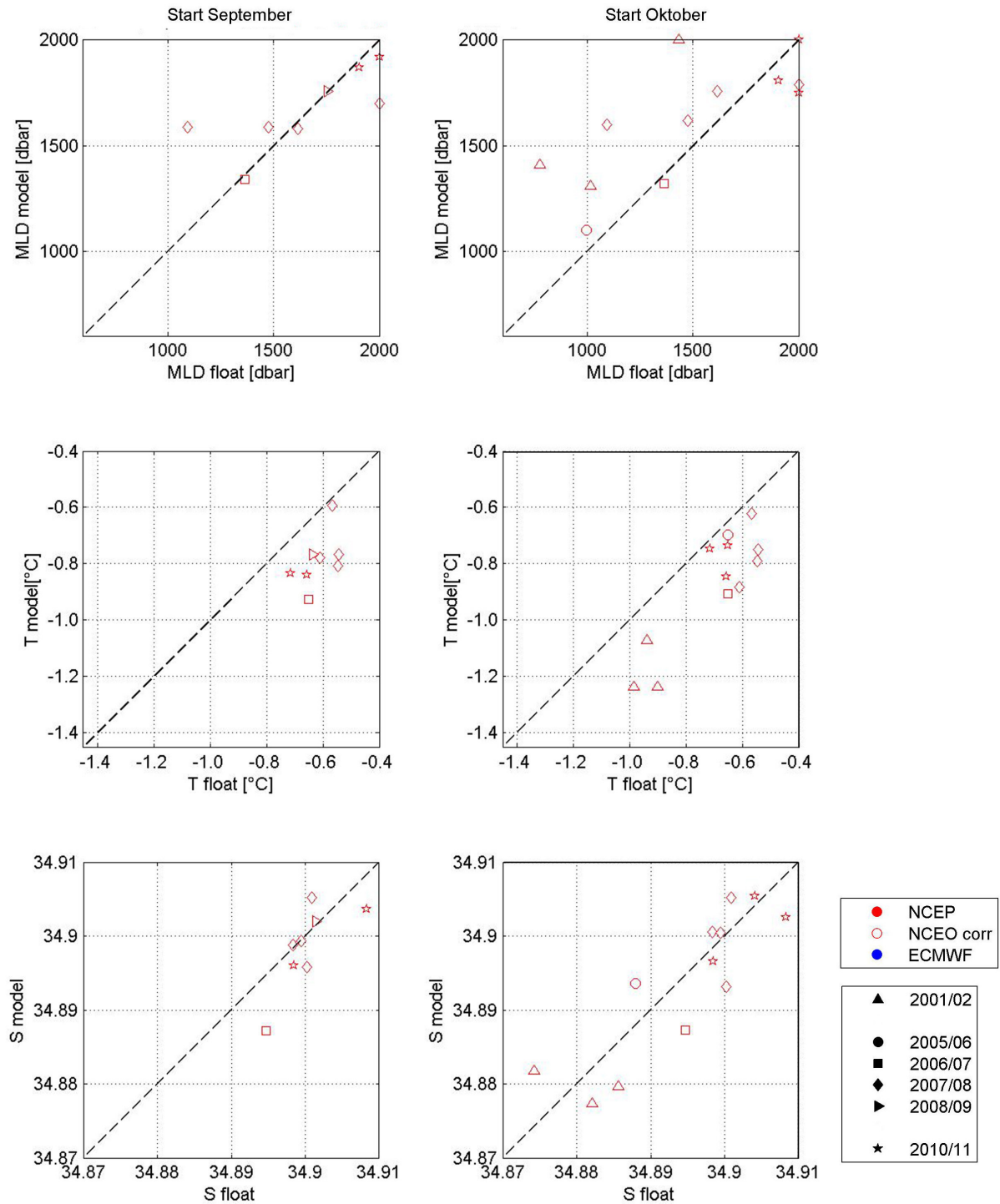


Abbildung II, 5: Darstellung des Vergleichs für das **GS** zwischen Modell-Ergebnissen und Float-Beobachtungen für **NCEP corr**-Wärme- und Süßwasserflüsse von (oben) der maximal während einer Abkühlungsphase erreichten ML-Tiefe (MLD) und der zur gleichen Zeit vorhandenen mittleren Temperatur (Mitte) und des mittleren Salzgehalts (unten) der ML. (Links) für die Fälle, in denen das Modell im September gestartet wurde, (rechts) im Oktober.

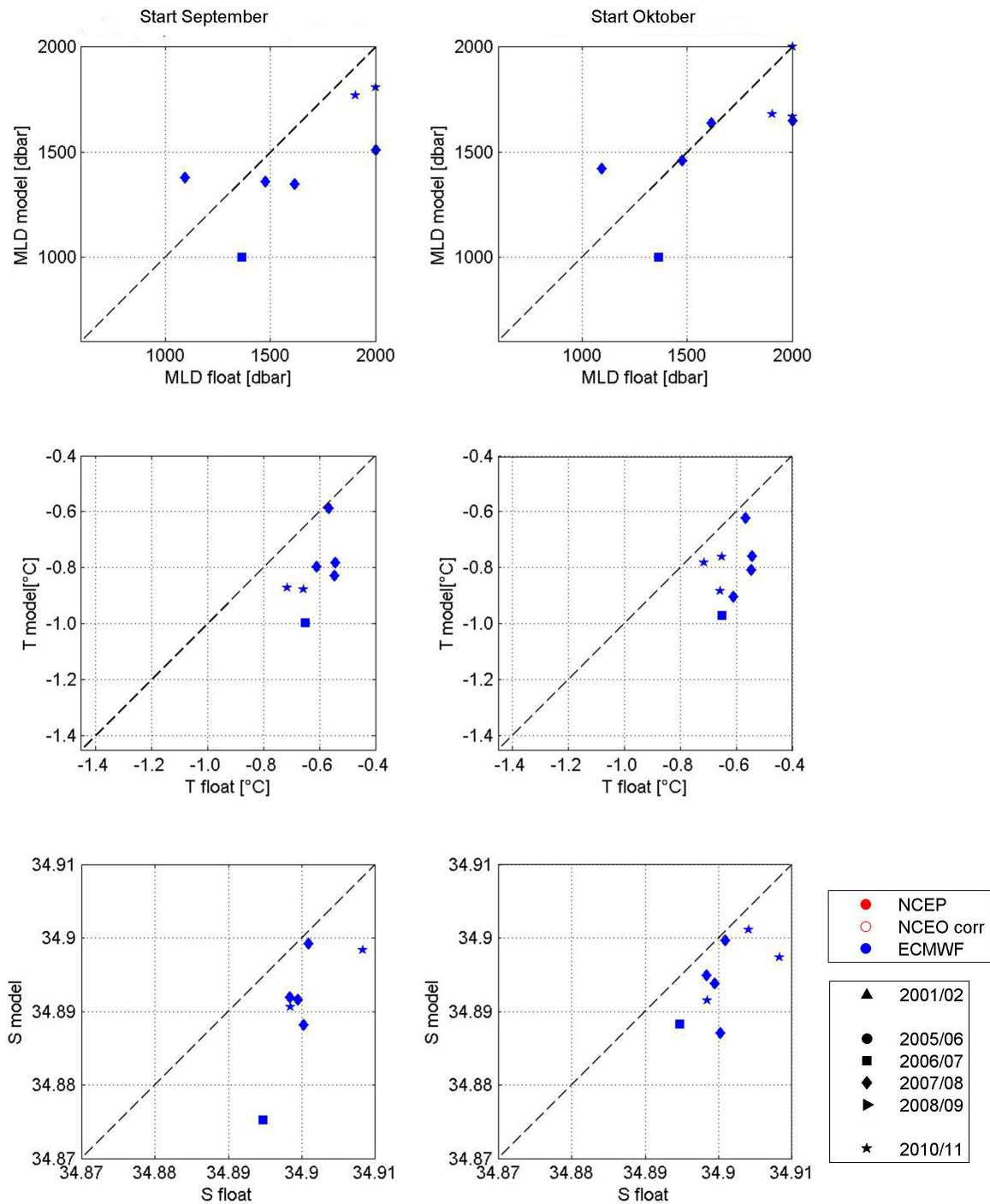


Abbildung II, 6: Darstellung des Vergleichs für das **GS** zwischen Modell-Ergebnissen und Float-Beobachtungen für **ECMWF**-Wärme- und Süßwasserflüsse von (oben) der maximal während einer Abkühlungsphase erreichten ML-Tiefe (MLD) und der zur gleichen Zeit vorhandenen mittleren Temperatur (Mitte) und des mittleren Salzgehalts (unten) der ML. (Links) für die Fälle, in denen das Modell im September gestartet wurde, (rechts) im Oktober.

Anhang III

NORWEGEN-BECKEN

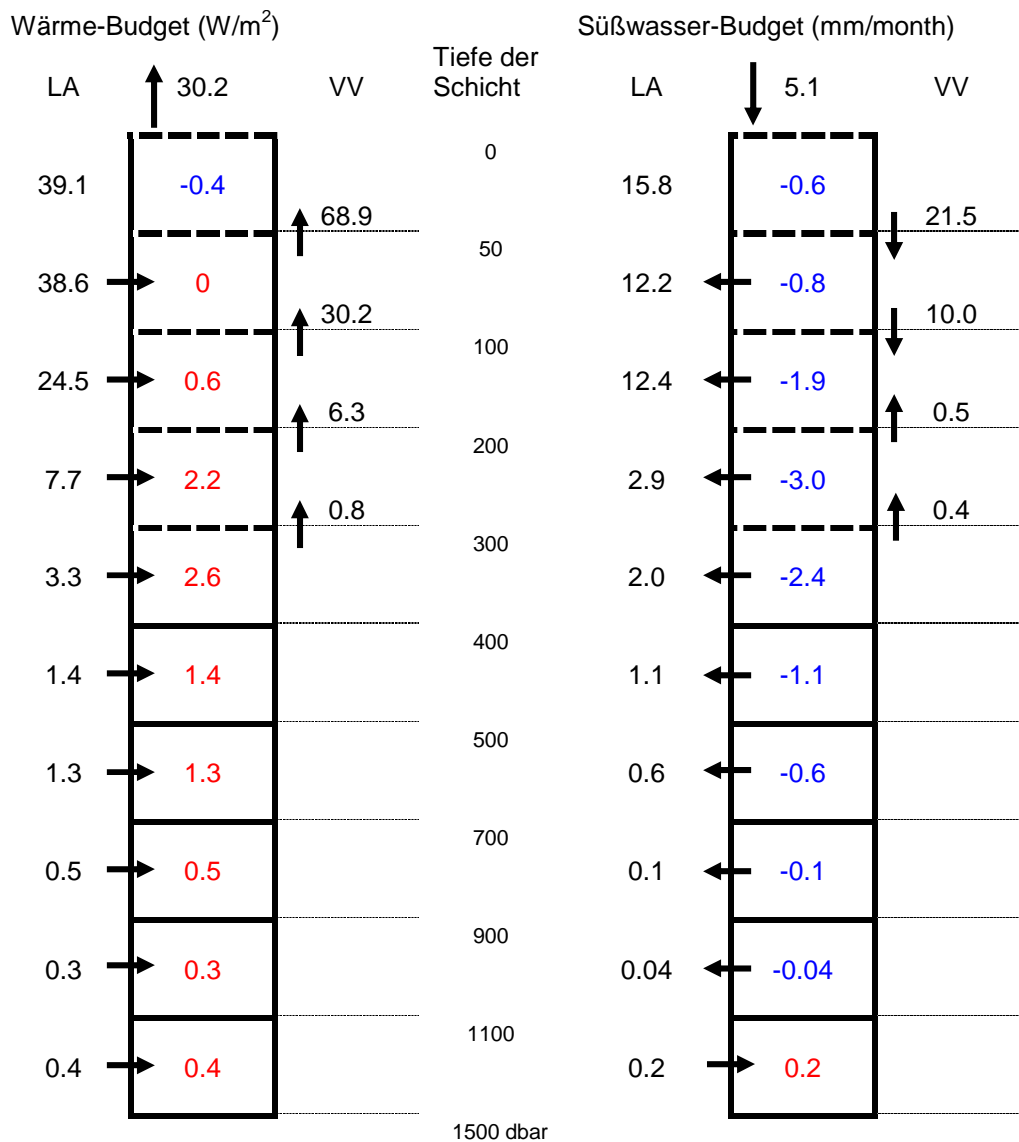


Abbildung III, 1: Jahres-Wärme- (links) und Süßwasser-Budget (rechts) für das NB. Es handelt sich hier um mittlere Budgets für den Zeitraum 2002 bis 2010. Wärme- bzw. Süßwassergewinn findet statt in Pfeilrichtung. Rote Zahlen im Inneren bedeuten Wärme- bzw. Süßwassergewinn, blaue (negative) Zahlen Wärme- bzw. Süßwasserverlust. LA bedeutet lateraler Austausch und VV vertikale Vermischung. Die Pfeile zeigen in Richtung des Wärme- bzw. Süßwassereintrags.

LOFOTEN-BECKEN

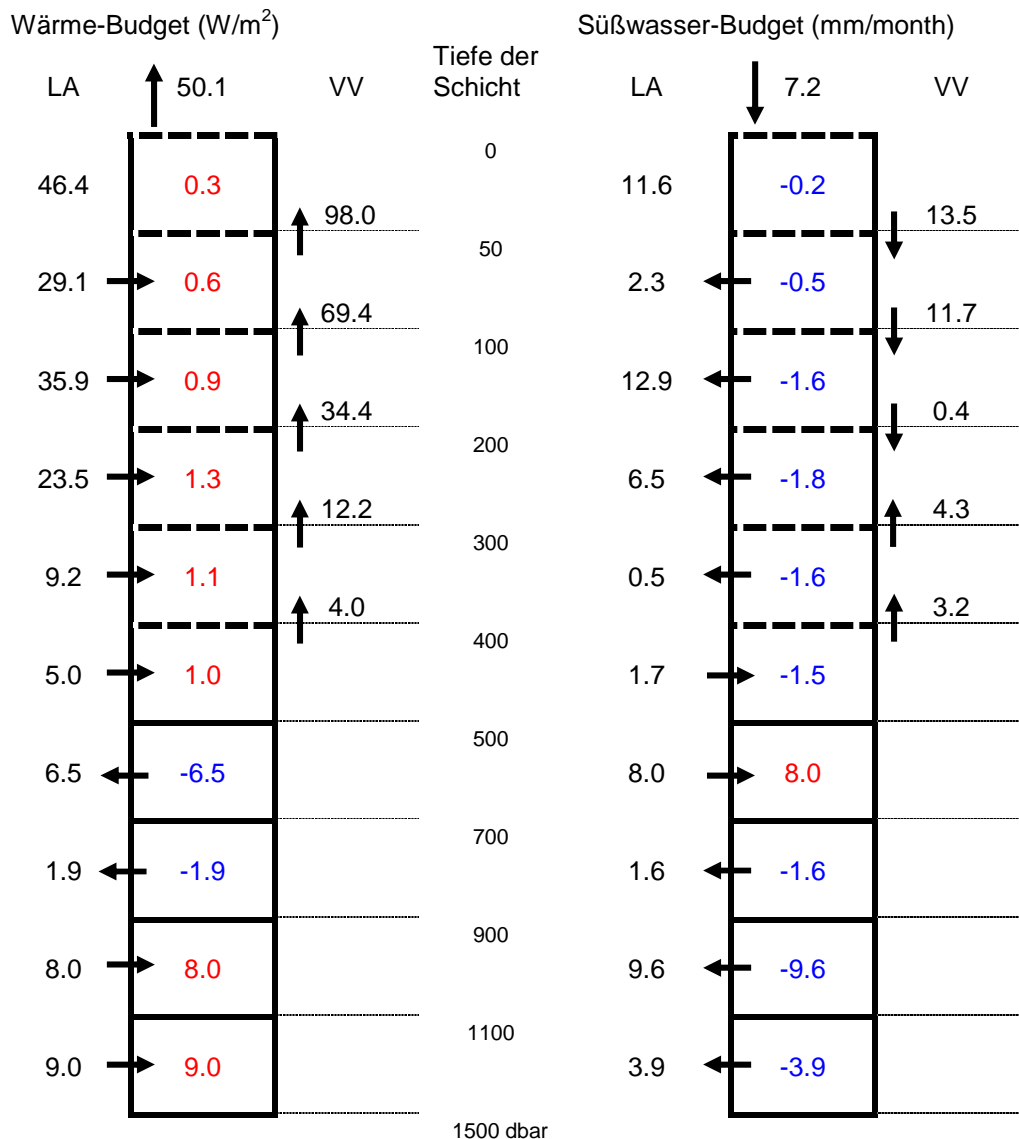


Abbildung III, 2: Jahres-Wärme- (links) und Süßwasser-Budget (rechts) für das LB. Es handelt sich hier um mittlere Budgets für den Zeitraum 2005 bis 2010. Wärme- bzw. Süßwassergewinn findet statt in Pfeilrichtung. Rote Zahlen im Inneren bedeuten Wärme- bzw. Süßwassergewinn, blaue (negative) Zahlen Wärme- bzw. Süßwasserverlust. LA bedeutet lateraler Austausch und VV vertikale Vermischung. Die Pfeile zeigen in Richtung des Wärme- bzw. Süßwassereintrags.

GRÖNLANDSEE

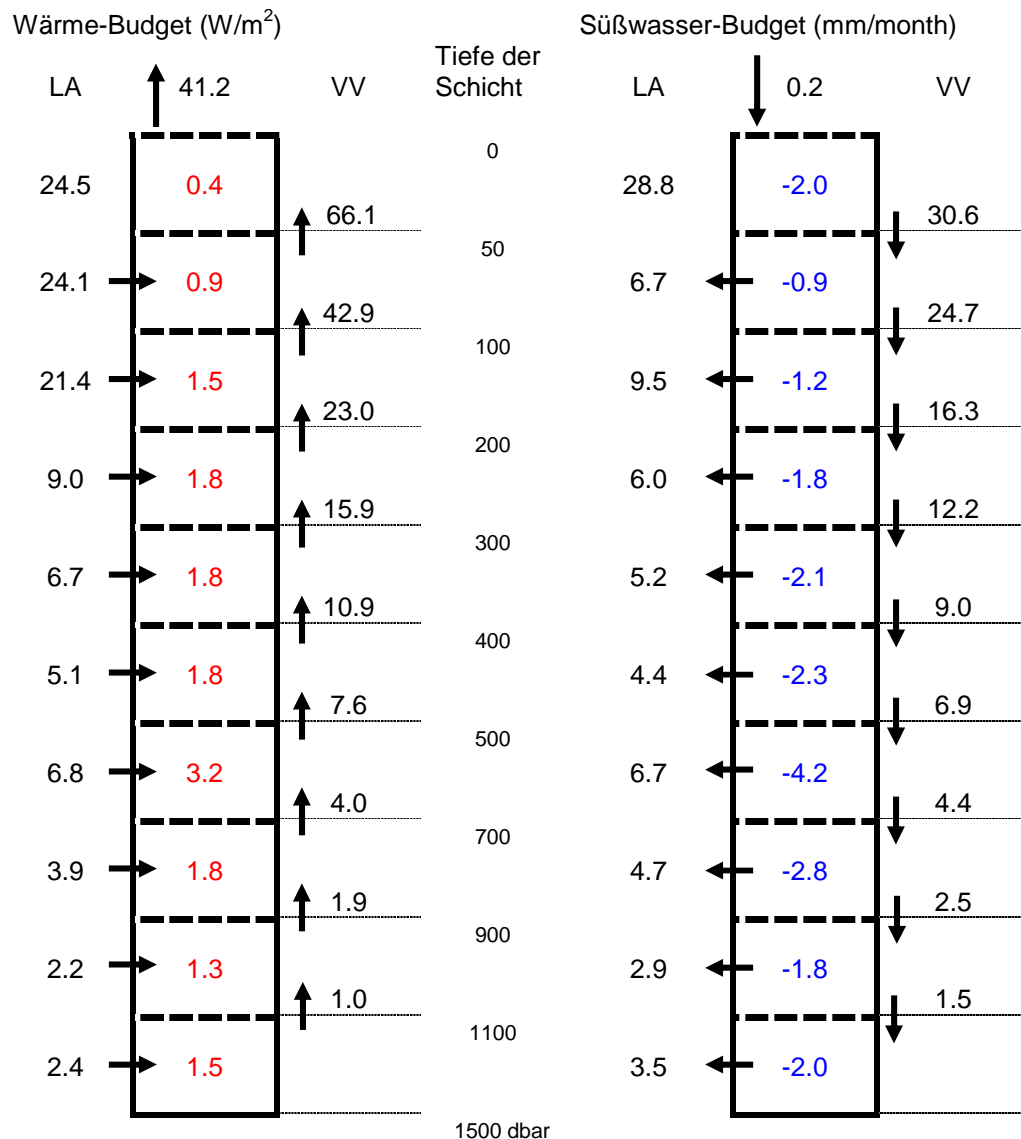
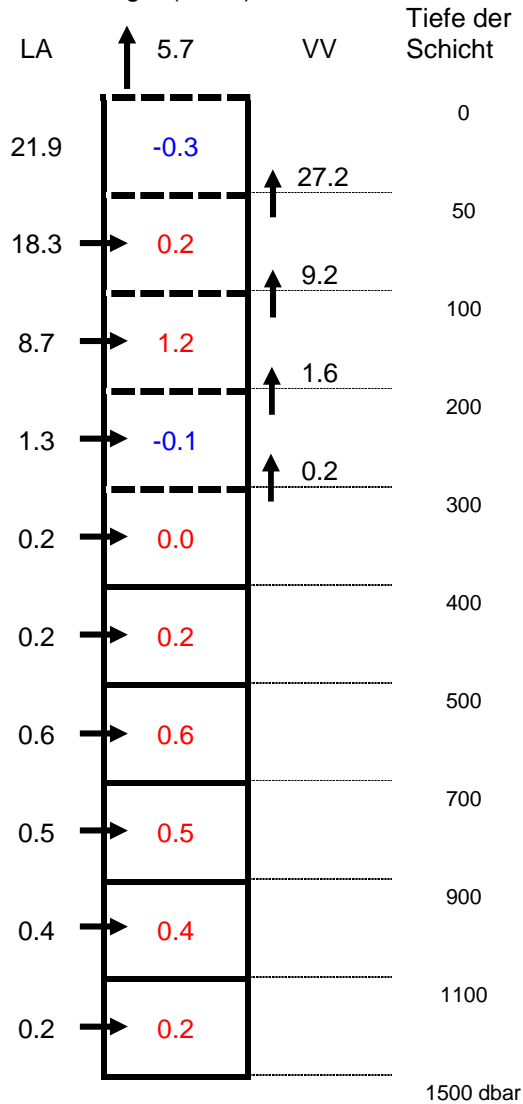


Abbildung III, 3: Jahres-Wärme- (links) und Süßwasser-Budget (rechts) für die GS. Es handelt sich hier um mittlere Budgets für den Zeitraum 2001 bis 2010. Wärme- bzw. Süßwassergewinn findet statt in Pfeilrichtung. Rote Zahlen im Inneren bedeuten Wärme- bzw. Süßwassergewinn, blaue (negative) Zahlen Wärme- bzw. Süßwasserverlust. LA bedeutet lateraler Austausch und VV vertikale Vermischung. Die Pfeile zeigen in Richtung des Wärme- bzw. Süßwassereintrags.

ISLAND-PLATEAU

Wärme-Budget (W/m^2)



Süßwasser-Budget (mm/month)

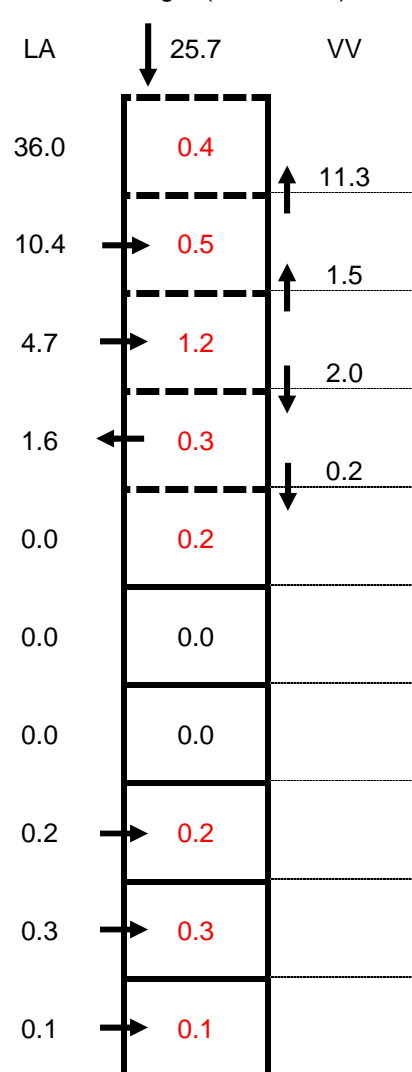


Abbildung III, 4: Jahres-Wärme- (links) und Süßwasser-Budget (rechts) für das IP. Es handelt sich hier um mittlere Budgets für den Zeitraum 2006 bis 2010. Wärme- bzw. Süßwassergewinn findet statt in Pfeilrichtung. Rote Zahlen im Inneren bedeuten Wärme- bzw. Süßwassergewinn, blaue (negative) Zahlen Wärme- bzw. Süßwasserverlust. LA bedeutet lateraler Austausch und VV vertikale Vermischung. Die Pfeile zeigen in Richtung des Wärme- bzw. Süßwassereintrags.